



Universidade de Aveiro Departamento de Geociências
2006

**José Augusto
Alves Teixeira**

**Geomorfologia e morfotectónica de relevos
quartzíticos: implicações na gestão de georrecursos**



Universidade de Aveiro Departamento de Geociências
2006

**José Augusto
Alves Teixeira**

Geomorfologia e morfotectónica de relevos quartzíticos: implicações na gestão de georrecursos

dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Minerais e Rochas Industriais (Área de Geomorfologia Aplicada), realizada sob a orientação científica do Doutor Helder I. Chaminé, Professor Coordenador do Departamento de Engenharia Geotécnica do Instituto Superior de Engenharia do Porto e investigador no Centro de Minerais Industriais e Argilas da Universidade de Aveiro e do Doutor Fernando T. Rocha, Professor Catedrático do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

o júri

presidente

Professor Doutor Eduardo Anselmo Ferreira da Silva, Professor Catedrático da Universidade de Aveiro

Professor Doutor Fernando Joaquim Fernandes Tavares Rocha, Professor Catedrático da Universidade de Aveiro

Professor Doutor Paulo Emanuel Talhadas Ferreira da Fonseca, Professor Auxiliar da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa

Professor Doutor Helder Gil Iglésias de Oliveira Chaminé,

Professor-Coordenador do Instituto Superior de Engenharia do Porto do Instituto Politécnico do Porto

agradecimentos

Ao Professor Doutor Helder I. Chaminé, que me lançou o desafio da aventura do mestrado e pelo incentivo permanente. Pela orientação, esforço e tempo que dedicou à leitura e correcção do manuscrito original desta dissertação, e por me ter recebido no seio da sua casa e família, em longas discussões e sessões de trabalho.

Ao Professor Doutor Fernando T. Rocha, por me ter orientado na realização desta dissertação, pelo seu apoio e voto de confiança. Pelo entusiasmo transmitido em todas as reuniões de trabalho, e pelo apoio à participação em diversas reuniões científicas nacionais e internacionais.

Ao Dr. Alberto T. Gomes (Dep. de Geografia, FLUP), pelo incentivo e companheirismo. Por todo o apoio e pelas longas discussões sobre temas geomorfológicos, e ainda pela leitura crítica de algumas partes da dissertação que agora se apresenta. E, sobretudo, aquando estudante de licenciatura em geografia, me ter ensinado que a formação de base não é uma limitação à evolução, e que me mostrou as potencialidades do trabalho interdisciplinar.

Ao Professor Doutor José Martins Carvalho (Dep. Eng. Geotécnica, ISEP), por ter acreditado nas minhas capacidades e por me ter incluído em muitos projectos em que tive a oportunidade de ligar a geomorfologia aplicada à hidrogeologia; estes constituíram um importante apoio financeiro para concluir com alguma serenidade esta dissertação. Grato ainda pela amizade e pelo incentivo constante.

À Dr.^a Maria José Afonso (Dep. Eng. Geotécnica, ISEP), pela leitura crítica duma versão inicial do manuscrito, e pelas palavras de força em alturas “menos boas”.

À minha família, por todo o suporte que me concedeu, e por todo o apoio dispensado.

Finalmente, à minha companheira Vânia, muitas vezes alvo do meu mau humor, pelo seu apoio e incentivo constante.

Este trabalho recebeu apoio parcial do projecto GROUNDURBAN (POCTI/CTE-GIN/59081/2004).

palavras-chave

Geomorfologia aplicada, morfotectónica, relevos quartzíticos, georrecursos

resumo

Este trabalho tem como objectivo a apresentação de uma síntese geológica, geomorfológica e morfotectónica regional dos relevos quartzíticos Armoricanos do domínio estrutural de Caldas de S. Jorge – Carvoeiro – Águeda (NW de Portugal), bem como a inventariação dos principais recursos geológicos da região. Na inventariação e no tratamento dos dados recorreu-se ao desenvolvimento de um projecto baseado num Sistema de Informação Geográfica (SIG) aplicado à área de estudo. Foi ainda efectuada uma breve síntese das vantagens da aplicação das cartografias geológica e geomorfológica no intuito de apresentar aspectos da geodiversidade e dos potenciais locais de interesse geológico e/ou geomorfológico na área.

Os relevos quartzíticos configuram dois alinhamentos topográficos, descontínuos, com orientação geral meridiana, desde as proximidades de Caldas de S. Jorge (SE de Lourosa) até à localidade de Arrancada do Vouga (N de Águeda). A expressão morfoestrutural dos ramos quartzíticos está intimamente relacionada com a proximidade relativa à faixa de cisalhamento de Porto – Coimbra – Tomar. Os levantamentos de campo efectuados permitiram reconhecer e cartografar, pela primeira vez, novos afloramentos quartzíticos do Ordovícico, a Norte de Águeda. Desse modo, obteve-se informação inédita e vital para um melhor entendimento do complexo limite geotectónico da faixa de cisalhamento de Porto – Coimbra – Tomar.

Tomando em consideração o afastamento entre os dois alinhamentos quartzíticos, a continuidade e/ou interrupção dos mesmos, a expressão topográfica e a morfologia associada, definiram-se três compartimentos morfotectónicos regionais. Os estudos geológicos e geomorfológicos de pormenor incidiram: i) entre Caldas de S. Jorge e o Rio Caima; ii) entre o Rio Caima e o Rio Vouga; iii) a sul do Rio Vouga até Norte de Águeda.

Este trabalho pretende contribuir para melhorar a compreensão da especificidade dos relevos de resistência da região de Caldas de S. Jorge – Carvoeiro – Águeda e as suas implicações no ordenamento do território, no inventário e na gestão racional dos georrecursos.

keywords

Applied geomorphology, morphotectonics, quartzite relief, georesources

abstract

This study aims at presenting a geological, geomorphological and morphotectonical characterisation of the Armorican quartzite relief of the Caldas de S. Jorge – Carvoeiro – Águeda structural domain (Iberian Massif, NW Portugal), as well as an inventory of the main geological resources of the area.

A Geographical Information System (GIS) methodology was performed to the study area. Also the advantages of applied geological and geomorphological mapping were presented in order to emphasis potential sites of geological and/or geomorphological interest in the region.

These quartzite outcrops take the form of a narrow N – S strip of Lower Palaeozoic age, which is included in a major crustal-scale strike-slip zone, the so-called Porto – Coimbra – Tomar shear zone. This crystalline basement ranges from 1 to 5 km wide, bearing a very characteristic and ubiquitous tectonostratigraphy. The morphotectonical and geological surveys led us to newly describe and mapping the quartzite relief structure to the North of Águeda village, and showed that the large-scale relief is strongly associated with the existence of scarps along inherited fault zones (e.g., Porto – Coimbra – Tomar shear zone). These results suggest that relief development in this region was mainly controlled by tectonics through fault reactivation.

This study examines the Caldas de S. Jorge – Carvoeiro – Águeda fault segment, in an attempt to clarify the dynamic relationship between this active fault zone and the evolving landscape. Three morphotectonical sectors were identified in the region: i) Caldas de S. Jorge – Caima River; ii) Caima River – Vouga River; and iii) South of Vouga River – North of Águeda.

This work will contribute to a better understanding of the Caldas de S. Jorge – Carvoeiro – Águeda quartzite reliefs and their implications on land planning and on the georesources inventory and management.

Índice

1. Enquadramento e objectivos	7
1.1. Enquadramento	9
1.2. Objectivos	10
2. Materiais e Métodos	11
2.1. Generalidades	13
2.2. Métodos e Técnicas	18
2.2.1. Cartografia	18
2.2.2. Detecção remota	20
2.2.3. Ensaio esclerométrico (Martelo de Schmidt)	28
3. Relevos de Resistência	33
3.1. As rochas quartzíticas: aspectos mineralógicos e geológicos	35
3.2. As rochas quartzíticas: constrangimentos geomorfológicos e geológicos	39
3.3. Os afloramentos quartzíticos em Portugal Continental	42
4. O domínio estrutural das cristas quartzíticas de Caldas de S. Jorge – Águeda (NW de Portugal): o caso de estudo	49
4.1. Generalidades	51
4.2. Trabalhos prévios: uma síntese	53
4.3. Enquadramento morfotectónico regional	63
4.4. Elementos de paisagem	64

4.5. Geologia e estratigrafia regional	66
4.5.1 Considerações iniciais	66
4.5.2 Tectonoestratigrafia regional: uma síntese	68
5. As cristas quartzíticas entre Caldas de S. Jorge e Águeda	75
5.1. Enquadramento da área de estudo	77
5.2. Detecção remota, fotogeologia e modelação de terreno: aplicação à área de estudo	77
5.3. Estudo dos compartimentos morfotectónicos da área em estudo	89
5.3.1. Generalidades	89
5.3.2. Sector 1: Caldas de S. Jorge – Rio Caima	90
5.3.3. Sector 2: Rio Caima – Rio Vouga	111
5.3.4. Sector 3: Rio Vouga – Norte de Águeda	119
6. Património geológico, geodiversidade e georrecursos: aplicações à área de estudo	127
7. Conclusões e perspectivas futuras	143
8. Referências	147
ANEXOS	157

Índice de Figuras

<i>Figura 1 – Interação entre diferentes escalas nas quais os diversos processos biofísicos e geodinâmicos dominam no cálculo dos regimes ambientais (adaptado de Wilson & Gallant, 2000).</i>	13
<i>Figura 2 – A) Tarefas associadas aos Modelos Digitais de Terreno / DEM - Digital Elevation Models (adaptado de Schuurman, 2004) ; B) Integração de diferentes níveis de informação num Sistema de Informação Geográfica destinado a apoiar estudos de engenharia de recursos hídricos (adaptado de Singhal & Gupta, 1999).</i>	15
<i>Figura 3 – Unidades morfoestruturais do Norte de Portugal A: Modelo Digital de Terreno (MDT) do Norte e Centro de Portugal, baseado na informação vectorial disponível no “Atlas do Ambiente de Portugal” (1/1.000.000); B: principais rios e unidades morfotectónicas regionais.</i>	15
<i>Figura 4 – Espectro electromagnético (adaptado de Fonseca & Fernandes, 2004).</i>	22
<i>Figura 5 – Exemplo clássico do comportamento espectral de diferentes objectos. Na fotografia da direita é visível o diferente comportamento espectral da relva no interior e no exterior do estádio, sendo a primeira artificial e a segunda natural.</i>	24
<i>Figura 6 – Diferentes composições coloridas da área de estudo, nas imediações de Albergaria-a-Velha (NW de Portugal).</i>	26
<i>Figura 7 – Exemplo do martelo de Schmidt do tipo L utilizado nos trabalhos de campo (www.proceq.com).</i>	29
<i>Figura 8 – Utilização do Martelo de Schmidt nos ensaios de campo do presente trabalho.</i>	31
<i>Figura 9 – Ábaco de Miller (adaptado de González de Vallejo et al, 2002).</i>	32
<i>Figura 10 – Diagrama de campos de temperatura e pressão indicadores de graus de metamorfismo (adaptado de Fry, 1992/93).</i>	37
<i>Figura 11 – Características mineralógicas e geológicas dos arenitos (adaptado e modificado de Mainguet, 1972)</i>	38
<i>Figura 12 – Influência dos níveis de maior competência (i.e., menor permeabilidade dos planos estruturais [Pn / Pp] dos maciços rochosos) desencadeando fenómenos de erosão regressiva na formação de rápidos e cascatas (adaptado de Mainguet, 1972)</i>	40
<i>Figura 13 – Zonas de cisalhamento intra-placa, e a sua relação com a organização da rede de drenagem. a) Adaptado de Storti et al. 2003; b) Caso de estudo.</i>	41
<i>Figura 14 – Padrão de drenagem assimétricos em áreas de grande resistência e /ou de soreguimento. a) adaptado de Cunningham et al. (2003); b) Caso de estudo.</i>	41
<i>Figura 15 – Afloramentos quartzíticos em Portugal Continental (adaptado de Teixeira, 1981).</i>	42
<i>Figura 16 – Afloramentos quartzíticos do Anticlinal de Valongo – vale do Rio Mau.</i>	43
<i>Figura 17 – Megadobramentos em quartzitos do Anticlinal de Valongo, junto à Sra. do Salto, no rio Sousa.</i>	43
<i>Figura 18 – Afloramento quartzítico do Penedo Durão, Freixo de Espada – à – Cinta.</i>	44
<i>Figura 19 – Dobras em quartzitos (Ribeira dos Mosteiros, Barca D’Alva).</i>	45
<i>Figura 20 – Afloramentos quartzíticos do v.g. de Montesinho.</i>	45
<i>Figura 21 – Afloramento quartzítico do Marvão.</i>	46
<i>Figura 22 – Afloramento quartzítico de Soutelo, na margem sul do Rio Vouga, durante as obras de construção da Auto-Estrada A25.</i>	47
<i>Figura 23 – Afloramento quartzítico de Arrancada do Vouga, Norte de Águeda.</i>	47
<i>Figura 24 – Mapa geológico regional da área entre Caldas de S. Jorge e Carvoeiro (Leste de Albergaria-a-Velha), faixa de cisalhamento de Porto – Coimbra – Tomar (adaptado de Chaminé, 2000; Chaminé et al., 2004).</i>	51
<i>Figura 25 – Esboço geológico da faixa entre Porto e Esposende e perfil geológico esquemático entre a Foz do Douro (Porto) e Baltar (segundo Sharpe, 1849)</i>	54
<i>Figura 26 – Esboço geológico do “Grande Filão Metallífero” das Beiras segundo C. Ribeiro (1860).</i>	55
<i>Figura 27 – Reprodução da visão da cartografia geológica da bacia hidrográfica do Vouga, segundo Girão (1922).</i>	56
<i>Figura 28 – Reprodução do esboço geológico da região de Aveiro apresentado por Souto (1936). De notar que este mapa geológico foi extraído da 3ª edição da Carta Geológica de Portugal, escala 1/500.000 (Delgado & Choffat 1899) e sintetizou o conhecimento cartográfico regional por mais de 60 anos.</i>	57
<i>Figura 29 – Esboço geológico apresentado por Soares de Carvalho em 1944, para as proximidades de Oliveira de Azeméis (destacamos a verde as manchas quartzíticas cartografadas pelo autor).</i>	58
<i>Figura 30 – Esboço geológico da região entre S. João da Madeira e Oliveira de Azeméis, apresentado por Soares de Carvalho em 1945 (destacamos a verde as manchas quartzíticas cartografadas pelo autor).</i>	59
<i>Figura 31 – Perfis interpretativos da Serra do Pereiro (Soares de Carvalho, 1946a)</i>	60
<i>Figura 32 – Visão da cartografia geológica da faixa metamórfica de Porto – Albergaria-a-Velha e terrenos envolventes nos anos 1970 (síntese cartográfica regional compilada e adaptada a partir da 4ª Edição da Carta Geológica de Portugal, escala 1/500.000 (Teixeira, 1972), extraído e adaptado de Montenegro de Andrade et al. (1979).</i>	62
<i>Figura 33 – Enquadramento regional da faixa de cisalhamento de Porto-Coimbra-Tomar, com ênfase para o sector Espinho-Águeda (Chaminé et al., 2003a)</i>	67

Figura 34 – Coluna estratigráfica reconstituída das Unidades do Carvoeiro e de Caldas de S. Jorge e sua correspondência com as definidas para os sectores de Valongo e do Buçaco (adaptado de Chaminé, 2000; Chaminé et al., 2004).	69
Figura 35 – Aspectos de campo das litologias e da deformação patente nas unidades quartzíticas, da área entre Soutelo (Sul do Rio Vouga) e Arrancada do Vouga (Norte de Águeda).	71
Figura 36 – Mapa hipsométrico da área entre o Porto e a Figueira da Foz, com dados altimétricos do satélite SRTM.	78
Figura 37 – Lineamentos tectónicos obtidos a partir do tratamento digital de imagens de satélite, para a área entre V. N Gaia e Águeda.	80
Figura 38 – Exemplo do mosaico de fotografia aérea para a Carta Militar de Portugal, folha nº 144 à escala 1/25.000, do IGeoE.	81
Figura 39 – Exemplo de fotografia aérea da região de Águeda e foto-interpretação realizada sobre acetato transparente durante a observação estereoscópica.	81
Figura 40 – Exemplo de um modelo de drenagem em áreas quartzíticas, na região de Oliveira de Azeméis.	82
Figura 41 – Fracturação regional foto-interpretada a partir de fotografia aérea, na área em estudo, e diagramas de rosetas correspondentes (ver legenda geológica na figura 24).	83
Figura 42 – Distribuição por classes hipsométricas das áreas a diferentes altitudes, na área em estudo.	85
Figura 43 – Mapa hipsométrico e mapa de declives da área em estudo.	86
Figura 44 – Perfis transversais típicos no atravessamento das cristas quartzíticas.	87
Figura 45 – Modelo Digital de Terreno da área estudada, com iluminação de NW (esquerda) e de NE (direita), e altura do Sol de 45°.	88
Figura 46 - Enquadramento morfotectónico dos alinhamentos quartzíticos da área de Caldas de S. Jorge (Lourosa) – Carvoeiro – Arrancada do Vouga (Águeda). A) Modelo digital de terreno, do tipo relevo sombreado, gerado a partir da digitalização das curvas de nível à escala 1/50.000 aplicando o método de “kriging”. Resolução da grelha de 50m; Sistema de coordenadas: UTM WGS84; B) Esboço geotectónico interpretativo do domínio estrutural de Caldas de S. Jorge–Carvoeiro–Arrancada do Vouga; C) Localização dos perfis topográficos transversais (T1, T2) e longitudinais (L1, L2, L3).	89
Figura 47 – Aspectos do afloramento quartzítico de Tagilde, próximo de Caldas de S. Jorge. Na imagem da direita pode observar-se um aspecto da meso-fracturação que frequentemente afecta os quartzitos.	90
Figura 48 – Aspecto do ramo oriental, junto da localidade de Gaiate (Romariz).	91
Figura 49 – Aspecto de pormenor do afloramento de Gaiate (Romariz), e esquema interpretativo da movimentação relativa dos blocos.	91
Figura 50 – Aspecto brechóide dos afloramentos quartzíticos do ramo ocidental, junto a Estoze.	92
Figura 51 – Outro aspecto dos afloramentos quartzíticos na localidade de Estoze. São também visíveis os efeitos dos incêndios do Verão de 2005 na área de estudo, permitindo destacar os afloramentos quartzíticos.	92
Figura 52 - Perfis longitudinais das cristas quartzíticas do sector 1 (A: Ramo Oriental; B: Ramo Ocidental)	93
Figura 53 – Perfis transversais das cristas quartzíticas, no sector 1 (T1 e T2) (ver localização figura 46).	94
Figura 54 – Aspectos do afloramento quartzítico na Serra dos Esporões (Macieira de Sarnes).	94
Figura 55 – Monte Redondo e Serra do Pindelo, vistas de Nogueira do Cravo.	95
Figura 56 – Perfil longitudinal da ribeira de César, ilustrando o efeito barreira provocado pelos quartzitos no perfil longitudinal dos cursos de água.	96
Figura 57 – Falha afectando xistos (ordovícico) e depósito de vertente na zona industrial de Nogueira do Cravo.	97
Figura 58 – Localização dos depósitos de Nogueira do Cravo.	97
Figura 59 – Aspecto de pormenor do depósito de vertente, onde se pode observar a matriz mais grosseira na base, e, na imagem da direita, a individualização de um pequeno canal preenchido.	98
Figura 60 – Aspectos do depósito de vertente e deslocamento do afloramento quartzítico na Serra de Pereiro.	98
Figura 61 – Esquema do deslocamento das camadas provocado pelo efeito da gravidade (González de Vallejo et al., 2002).	99
Figura 62 – Panorâmica da depressão de Vale de Cambra, vista do topo da Serra de Pereiro.	100
Figura 63 – Lineamentos foto-interpretados a partir das direcções da rede hidrográfica, para o sector 1.	101
Figura 64 – Diagrama de rosetas da fracturação regional deduzida a partir da rede hidrográfica para o sector 1.	102
Figura 65 – Pormenor de uma falha associada ao “Filão Metalífero das Beiras”, e solução de engenharia para minimizar os efeitos da mesma na construção e manutenção de vias de circulação.	102
Figura 66 – Panorâmica da Serra do Pereiro e Sr ^a da Graça.	103
Figura 67 – Perfil geomecânico de Cimo de Vila (Cesar).	104
Figura 68 – – Perfil geomecânico de Carregosa.	106
Figura 69 – Perfil geomecânico da Zona Industrial de Nogueira do Cravo.	107
Figura 70 – Perfil geomecânico de Ladeiras (Pindelo).	109
Figura 71 - Perfil geomecânico de Ladeiras (Pindelo) (pormenor).	110
Figura 72 – Aspecto das vertentes do Alto da Serra (NW de Ossela), onde se pode observar a desagregação dos materiais quartzíticos provocada pela deformação intensa.	111

Figura 73 – Perspectiva da depressão de Ossela, tomada do Alto da Mata (Vermoin, Ol. Azeméis). À direita, vista para sul da continuação das cristas quartzíticas.	111
Figura 74 – Antiga pedreira de quartzito do Carvoeiro, próximo à margem direita do rio Vouga, e passagem deste rio junto à mesma localidade.	112
Figura 75 – Bloco diagrama morfotectónico esquemático da área do Carvoeiro–Soutelo, faixa de cisalhamento de Porto–Albergaria-a-Velha (s.s.).	113
Figura 76 – Terraços do Vale do Vouga na localidade do Carvoeiro.	113
Figura 77 – Perfil longitudinal da crista quartzítica do sector 2 (L3) (ver localização figura 44).	114
Figura 78 – Perfis transversais das cristas quartzíticas, no sector 2 (ver legenda no Anexo A1).	114
Figura 79 – Diagrama de rosetas da fracturação deduzida a partir da rede hidrográfica para o sector 2.	115
Figura 80 – Lineamentos foto-interpretados a partir das direcções da rede hidrográfica, para o sector 2.	116
Figura 81 – Panorâmica do depósito de tipo canal de Ossela.	117
Figura 82 – Pormenor do depósito de tipo canal de Ossela.	117
Figura 83 – Localização dos depósitos de Ossela e Ribeira de Cima.	118
Figura 84 – Depósito Ribeira de Cima, a Sul de Ossela.	118
Figura 85 – Afloramento quartzítico de Soutelo, durante a construção da A25.	119
Figura 86 – Afloramento quartzítico de Soutelo, durante a construção da A25 (aspecto de conjunto).	119
Figura 87 – Esboço geológico regional da área entre Brunhido e Arrancada do Vouga (faixa de cisalhamento de Porto-Coimbra-Tomar); adaptado de Chaminé et al. (2004).	120
Figura 88 – Afloramentos quartzíticos na margem sul do Rio Marnel, a Norte de Arrancada do Vouga.	121
Figura 89 – Afloramentos quartzíticos nas proximidades da Ribeira de Valboa, a norte de Arrancada do Vouga.	121
Figura 90 – Lineamentos foto-interpretados a partir das direcções da rede hidrográfica, para o sector 3.	122
Figura 91 – Diagrama de rosetas da fracturação deduzida a partir da rede hidrográfica para o sector 3.	123
Figura 92 – Perfis transversais das cristas quartzíticas, no sector 3.	123
Figura 93 – Panorâmica do afloramento quartzítico da localidade de Arrancada do Vouga.	124
Figura 94 – Aspecto de pormenor da deformação sofrida pelos quartzitos na área de Arrancada do Vouga.	124
Figura 95 – Aspecto dos afloramentos quartzíticos nas proximidades da localidade da Veiga.	125
Figura 96 – Aspecto dos afloramentos quartzíticos nas proximidades da localidade da Veiga (pormenor).	125
Figura 97 – Estruturas do balneário das Caldas de S. Jorge. Um exemplo claro de localização do povoamento condicionado pela existência de um recurso geológico (água mineral termal).	131
Figura 98 – Exemplo de material de divulgação usado na promoção de actividades de lazer em zonas naturais (www.cm-arouca.pt).	132
Figura 99 – Antigas minas do Pintor (Carregosa) e pedreira de Mouquim, próximo à povoação do Carvoeiro.	133
Figura 100 – Captação de água no rio Vouga, a jusante da povoação do Carvoeiro.	133
Figura 101 – Exemplo de estruturas dobradas em quartzitos em Arrancada do Vouga (esquerda) e Nogueira do Cravo (direita), um bom exemplo de estruturas com valor científico e educativo.	134
Figura 102 – Exemplo da destruição de património geológico, de elevado valor. Repare-se que o enorme bloco de cristais de quartzo serve de suporte a uma torneira, numa exploração pegmatítica no Centro de Portugal.	135
Figura 103 – Localização dos membros da Rede Europeia de Geoparques.	136
Figura 104 – Aterro Sanitário Intermunicipal de Ossela – Oliveira de Azeméis.	137
Figura 105 – Inventário e estado dos georrecursos e potenciais Lugares de Interesse Geológico / geomorfológico da área em estudo.	141

Índice de Quadros

Quadro 1 – Escalas espaciais de aplicação dos MDT - Modelo Digital de Terreno (na nomenclatura anglo-saxónica designam-se por DEM - Digital Elevation Models) e principais fontes de dados topográficos para a sua geração (adaptado de Wilson & Gallant, 2000).	14
Quadro 2 – Bandas de informação adquiridas pelo Satélite Landsat5 – Sensor Thematic Mapper (TM).	26
Quadro 3 – Membros da Rede Europeia de Geoparques.	137

Índice de Tabelas

Tabela 1 – Escalas máximas de produtos fotográficos em função do tamanho efectivo do pixel no terreno. (adaptado de Richards, 1993)	25
Tabela 2 – Valores obtidos nos diferentes ensaios de Martelo de Schmidt por Sumner & Nel (2002).	31
Tabela 3 – Distribuição por classes hipsométricas das áreas a diferentes altitudes, na área em estudo.	85

1. Enquadramento e objetivos

1.1. Enquadramento

Este trabalho constitui um estudo geomorfológico, morfotectónico e geológico desenvolvido nos relevos de resistência formado pelas cristas quartzíticas na área de Caldas de S. Jorge – Águeda (NW de Portugal), bem como a inventariação dos principais recursos geológicos da região. Na inventariação e no tratamento dos dados recorreu-se ao desenvolvimento de um projecto baseado num sistema de informação geográfica (SIG) aplicado à área de estudo.

O presente estudo encontra-se, desse modo, dividido em três secções fundamentais, a saber:

- Introdução geral: enquadramento, objectivos e metodologias;
- O caso de estudo: geologia, geomorfologia, morfotectónica e georrecursos;
- Conclusões e perspectivas futuras.

A área em estudo localiza-se no Noroeste de Portugal, estendendo-se desde as proximidades de Caldas de S. Jorge (Sudeste de Lourosa), a Norte, até às proximidades de Águeda, a Sul, numa distância de cerca de 50 km, e de uma banda com ca. de 10 km de largura, representando portanto uma área aproximada de 500 km². A área referida está abrangida pelas Cartas Militares de Portugal (Instituto Geográfico do Exército, IGeoE), à escala 1/25.000, números 144 (Canedo, S.M. Feira), 154 (S. J. Madeira), 164 (Oliveira de Azeméis), 175 (Albergaria-a-Velha) e 186 (Águeda).

Pretende-se, assim, refinar toda a cartografia geológica publicada da área, à escala 1/50.000 e 1/100.000, trabalhando-se, para o efeito, numa escala de base 1/25.000 e/ou 1/10.000, com o objectivo de burilar os traços cartográficos da geologia, da geomorfologia e da tectónica da área. A síntese resultante, numa base cartográfica georreferenciada, dos trabalhos de campo pretenderá contribuir para melhorar a compreensão da especificidade dos relevos de resistência (neste caso, dar-se-á particular importância às cristas quartzíticas), e as suas implicações no ordenamento do território, no inventário e na gestão racional dos georrecursos.

Em jeito de remate final, consideramos que o enfoque aplicado da investigação centrar-se-á no estudo do quartzito propriamente dito, utilizado como georrecurso para a produção de material inerte para a construção civil, até às águas termominerais de Caldas de S. Jorge, passando pelo emergente geoturismo e geomonumentos relacionados com paisagens de interesse geológico e/ou geomorfológico.

1.2. Objectivos

Neste capítulo enumeram-se as metas a atingir com o trabalho que levou à elaboração desta dissertação, bem como as principais metodologias e técnicas a que se recorreu para os estudos desenvolvidos no domínio entre as Caldas de S. Jorge e Águeda.

Tendo em conta o que foi dito anteriormente, o presente trabalho tem como objectivos principais para a área em estudo:

- A revisão e/ou elaboração de cartografia geológica, a escala conveniente (1/25.000, 1/10.000) e síntese cartográfica na escala 1/100.000. Numa primeira fase, procedeu-se à revisão da actual cartografia geológica (Cartas Geológicas de Portugal, à escala 1/50.000, e a cartografia geológica publicada nos trabalhos monográficos de Soares de Carvalho [1946], de Severo Gonçalves[1974] e de Chaminé[2000]), com ênfase para a cartografia das estruturas maiores e ao reconhecimento litológico regional. Numa segunda fase, colaborou-se nos trabalhos de cartografia geológica de pormenor da área entre Albergaria-a-Velha e Águeda (cf. Gomes et al., 2006; Gomes, *in prep.*);
- Execução de estudos de foto-interpretação da região em estudo, recorrendo à fotografia aérea (escalas 1/15.000, 1/33.000), imagem de satélite (Landsat 5 e Landsat 7) e informação altimétrica de satélite (*Shuttle Radar Topography Mission*, SRTM), para apoiar a interpretação da fracturação regional, dos lineamentos tectónicos e da morfologia estrutural da área em apreço;
- Elaboração da cartografia geomorfológica e diferenciação das unidades geomorfológicas regionais;
- A inventariação, a localização e a cartografia de todas as explorações (antigas e actuais) de Minerais e Rochas Industriais, bem como todos os outros recursos geológicos;
- Modelação geológica e geomorfológica, numa base georreferenciada, recorrendo a perfis topográficos e geológicos, a modelos digitais de terreno e mapas de declives;
- Exemplificação das vantagens da aplicação da cartografia geológica / geomorfológica nos mais diversos campos científicos, i.e., na gestão de georrecursos, nas obras de engenharia, na gestão do património geológico / geomorfológico e no ordenamento do território.

Para a presente investigação recorreu-se a técnicas e equipamentos correntemente disponíveis no Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, no Centro de Minerais Industriais e Argilas (MIA) da Universidade de Aveiro (UA) e no Laboratório de Cartografia e Geologia Aplicada (LABCARGA) do Departamento de Engenharia Geotécnica do Instituto Superior de Engenharia do Porto (ISEP). Os equipamentos indispensáveis para a execução dos trabalhos de campo foram, entre outros, a bússola com clinómetro, os mapas militares (escala 1/25.000) e geológicos (1/50.000), o equipamento fotográfico, o martelo de geólogo, o esclerómetro portátil e... botas de terreno.

2. Materiais e Métodos

2.1. Generalidades

Em qualquer estudo em geociências, o primeiro problema que se coloca é o da escala. É dela que dependerá, em grande parte, a validade dos modelos e das concepções espaço-temporais. Por isso, devem-se evitar modelos construídos a uma única escala devido às suas bases e suposições simplificadoras (Grayson et al., 1993). De facto, diferentes processos e interações podem ser ou não dominantes à medida que se avança desde as escalas de trabalho para a escala real, e vice-versa. Este argumento é válido para as aplicações de modelação da erosão do solo, mas também para os modelos geológicos, geomorfológicos, hidrogeológicos e mesmo biológicos (Wilson & Gallant, 2000).

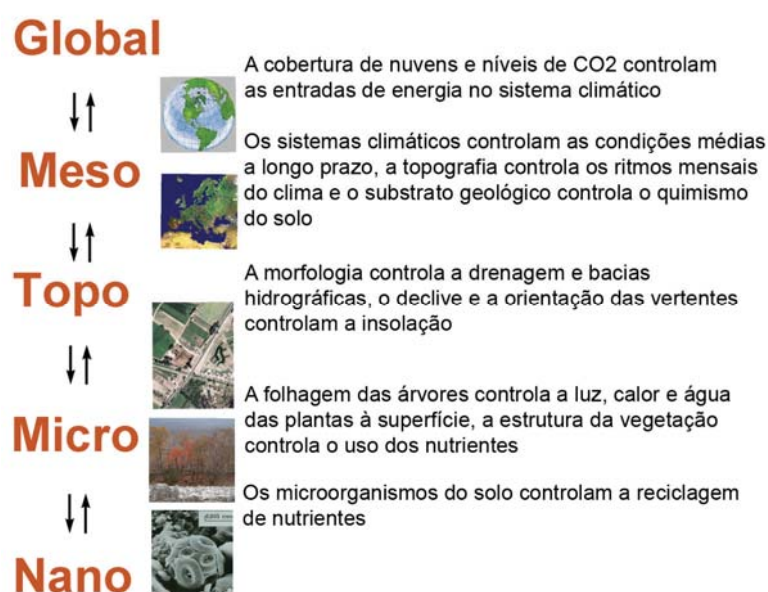


Figura 1 – Interação entre diferentes escalas nas quais os diversos processos biofísicos e geodinâmicos dominam no cálculo dos regimes ambientais (adaptado de Wilson & Gallant, 2000).

A maior parte da investigação hidrológica (incluindo a componente hidrogeológica), ecológica, geológica e geomorfológica do Século passado foi conduzida à escala global e às escalas “nano” e “micro”, conforme identificadas na figura 1. As escalas “meso” e “topo” receberam muito menos atenção, apesar da sua grande importância na solução dos problemas ambientais, que requerem estratégias claras também nestas escalas (Mackey, 1996).

As recentes ferramentas na área da modelação do terreno em três dimensões têm dado um impulso enorme aos estudos de hidrogeologia, de geomorfologia e de geologia geral nas últimas décadas (Wilson & Gallant, 2000) (ver quadro 1).

Quadro 1 – Escalas espaciais de aplicação dos MDT - Modelo Digital de Terreno (na nomenclatura anglo-saxónica designam-se por DEM - *Digital Elevation Models*) e principais fontes de dados topográficos para a sua geração (adaptado de Wilson & Gallant, 2000).

Escala	Resolução DEM	Fontes de informação mais comuns	Aplicações
Topo-Escala Pormenor	5 - 50 m	Curvas de nível, pontos cotados e quebras de relevo obtidas a partir de fotografia aérea e mapas topográficos existentes a escalas entre 1/15.000 a 1/50.000 Levantamentos de campo da altimetria por teodolito e GPS Dados de detecção remota, por satélite laser e radar	Modelação espacial hidrológica Modelação espacial das propriedades do solo Correcções topográficas a dados de detecção remota Aspectos topográficos da radiação solar, evaporação e padrões vegetais
Topo-Escala Geral	50 - 200 m	Curvas de nível, pontos cotados e quebras de relevo obtidas a partir de mapas topográficos existentes a escalas entre 1/50.000 a 1/200.000 Vectorização de informação altimétrica de mapas à escala 1/1.000.000	Modelação hidrológica de grandes áreas Modelação de bacias hidrográficas, e espacialização da biodiversidade
Meso-Escala	200 m - 5 km	Curvas de nível, pontos cotados e quebras de relevo obtidas a partir de mapas topográficos existentes a escalas entre 1/100.000 a 1/250.000	Representações de elementos climáticos dependentes da topografia (temperatura e precipitação) Aspectos topográficos da precipitação, efeitos do relevo no vento Determinação das divisões de drenagem continentais
Macro-Escala	5 - 500 km	Curvas de nível, pontos cotados e quebras de relevo obtidas a partir de mapas topográficos existentes a escalas entre 1/250.000 a 1/1.000.000	Grandes barreiras orográficas usadas nos modelos de circulação global

Naturalmente que as escalas representadas não têm uma divisão rígida e estática. Certamente que há sobreposições entre as diferentes escalas, por isso, a transição será gradual, mas a distinção entre elas é bem nítida. As aplicações dos MDT (ou DEM) são muito vastas, em todos os campos científicos. Por exemplo, a geomorfologia estrutural, tendo por objecto de estudo a investigação do papel da tectónica na modelação do relevo e a sua intensidade, beneficia, assim, da possibilidade de visualização da topografia em 3 dimensões, quer à escala continental quer a uma escala de pormenor, as quais, combinadas com outras fontes de informação, como a litologia, a estratigrafia e a geologia estrutural, permitem uma visualização das estruturas tectónicas activas (Mayer, 2000). O interesse particular desta ferramenta reside na possibilidade da manipulação da imagem topográfica do relevo, o que permitirá dar ênfase a determinados elementos, tais como vales, interflúvios, alinhamentos tectónicos ou estruturas geológicas, dificilmente visíveis de outra forma.

Muitos estudos recentes utilizaram os MDT como ferramenta base. Mayer (2000) refere vários exemplos. Na neotectónica, o efeito “hill-shade” (uma tradução literal seria “sombra da colina”) pode ser utilizado para realçar falhas reflectidas na topografia. Também a rede hidrográfica é influenciada pela topografia. Assim, a topografia modela, por exemplo, as características do fluxo de sedimentos e das bacias adjacentes, e reflecte a influência dos levantamentos flexurais e da isostasia. Pode, também, evidenciar o papel das anomalias na rede de drenagem e na interpretação da reactivação das estruturas geológicas antigas. Além disso, os variogramas construídos podem possibilitar a distinção de formas climáticas e tectónicas. A modelação erosiva, a morfometria e o teste de hipóteses geomórficas podem ser outros exemplos das aplicações desta ferramenta (figura 2).

Os Modelos Digitais de Terreno (figura 3) são necessariamente parte integrante dos Sistemas de Informação Geográfica (SIG). Um SIG é um sistema constituído por *hardware*, *software* e um ambiente institucional (*liveware*), com o fim de armazenar, manipular, visualizar e analisar dados de natureza espacial (referenciados à superfície terrestre).

Uma noção mais abrangente dum SIG deverá contemplar três factores (Schuurman, 2004):

- a tecnologia SIG;
- a base de dados SIG;
- a infra-estrutura SIG (pessoal, instalações e outros elementos de apoio).

As técnicas e as metodologias dos SIG's combinadas com a análise de dados obtidos por detecção remota têm-se revelado ferramentas poderosas no domínio das geociências (cartografia geológica, geotectónica, geologia mineira, geomorfologia, hidrogeologia, geofísica, geoquímica, etc.) e das engenharias (geológica, geotécnica, mineira, ambiental, etc.). Os dados obtidos por análise computacional dos MDT's e pela implantação das estruturas geológicas recolhidas remotamente sobre os MDT's, são complementados pelos dados obtidos no campo pelos métodos tradicionais de cartografia. A complementaridade destes dois processos permite realizar análises a diferentes escalas com integração dos dados de uma forma rápida e eficiente, auxiliando a construção de modelos geológico – estruturais conceptuais dinâmicos e validando a realidade geológica.

A análise de estruturas geológicas tem vindo a sofrer uma evolução acelerada devido à introdução de métodos baseados em tecnologias digitais cada vez mais poderosas, flexíveis e económicas (Wilson & Gallant, 2000). Os dados obtidos por detecção remota estão cada vez mais facilmente disponíveis, o que levanta o problema da velocidade e eficácia no seu tratamento e interpretação. Será sempre necessário considerar que apesar do desenvolvimento de ferramentas informáticas que apresentam capacidades de processamento cada vez maiores existe sempre um processo de análise em que o factor humano é preponderante. Estas ferramentas servem, ainda, como auxiliares no processo de interpretação dos dados em bruto através de operações de transformação e referência que levam a produtos sobre os quais se baseará a interpretação final. Atendendo às características intrínsecas ao trabalho geológico, fundamental ou aplicado, onde as relações espaciais, e não apenas as geométricas, são o factor fundamental para a sua correcta interpretação, surge, naturalmente, a ligação aos SIG e a necessidade do desenvolvimento de ferramentas que respondam especificamente às necessidades de cada caso de estudo. A utilização destas ferramentas num contexto geológico tem levado à reavaliação da importância de disciplinas como a geomorfologia, que vêem assim ressurgir o seu papel nas interpretações geológicas, actualmente guarnecidas de potentes auxiliares informáticos (Gabriel de Almeida et al., 2004).

. Um SIG será então, por excelência, uma ferramenta destinada a apresentar e a interpretar factos que ocorrem na superfície terrestre, tornando-se um mecanismo de extraordinária relevância no apoio à decisão, em termos de conhecimento, planeamento e gestão de um dado espaço.

Como exemplos das aplicações de um SIG, podem apontar-se os seguintes (Schuurman, 2004):

- Determinação da distribuição espacial da ocupação do solo (relação da ocupação com a aptidão agrícola, preço dos terrenos e procura para construção);
- Planeamento de zonas rurais ao nível do cadastro (com base em cálculos rigorosos de áreas): controle das práticas agrícolas, aplicação de multas, gestão das práticas de conservação;
- Estimativa de produções e controlo de custos;
- Inventariação dos usos agrícolas;
- Modelação de fogos;
- Avaliação de planos alternativos de gestão;
- Avaliação de impacte ambiental de grandes projectos;
- Compatibilização com áreas de protecção;
- Localização de percursos panorâmicos;
- Inventariação de *habitats* de espécies protegidas.

No que diz respeito a este trabalho, podem apontar-se as seguintes possibilidades de exploração de um SIG, a saber (Schuurman, 2004):

- Planeamento do uso do solo, integrando informação diversa;
- Análise e simulação de ocorrências espaciais: erosão, poluição das águas subterrâneas e evolução da impermeabilidade pela ocupação urbana do solo;
- Modelação geológica, geomorfológica e / ou hidrogeológica;
- Referenciação espacial de explorações de georrecursos (com todas as informações associadas directamente numa base de dados);
- Cálculo do volume de recursos exploráveis em pedreiras;
- Localização e informação associada a percursos de interesse geológico e/ou geomorfológico;
- Localização e informação associada a monumentos e paisagens de interesse geológico e/ou geomorfológico.

2.2. Métodos e Técnicas

2.2.1. Cartografia

Face ao exposto anteriormente efectuou-se o contacto com a área em estudo e, assim como, a aquisição de dados de terreno e de gabinete. Deste modo, tornou-se imperioso que os dados, especialmente os recolhidos durante os trabalhos de campo, fossem introduzidos num sistema informático, para que fossem facilmente sistematizados. Assim, uma das primeiras tarefas diz respeito à digitalização da topografia regional, à escala 1/25.000, num programa de formato vectorial, do qual se extraiu, na parte dos mapas que dizia respeito a este trabalho, a informação considerada de base (e.g., curvas de nível, pontos cotados, rede hidrográfica e rede de estradas).

Posteriormente, foi necessário vectorizar toda a informação respeitante à cartografia geológica fundamental (em particular, litologia e estrutura) proveniente das seguintes fontes bibliográficas:

- Mapa geológico da faixa metamórfica de Espinho – Albergaria-a-Velha dado à estampa por Chaminé (2000), na sua tese de doutoramento;
- Mapas geológicos de Portugal, dos antigos Serviços Geológicos de Portugal e/ou Instituto Geológico e Mineiro, a escalas diversas: i) escala 1/500.000, sob coordenação de Delgado & Choffat (1899), de Teixeira (1972) e de Oliveira et al. (1992a); ii) escala 1/50.000, uma série de folhas publicadas (Costa & Teixeira, 1957; Teixeira et al., 1962; Teixeira & Assunção, 1963; Medeiros et al., 1964a,b) no período compreendido entre as décadas de 1950-60, do Século XX, e a folha publicada na década de 1980, do mesmo Século, por Pereira et al. 1980a,b);
- Esboços geológicos de pormenor ou referências cartográficas importantes podem ser encontradas nos trabalhos de: Delgado (1905), Souza-Brandão (1914a), Mesquita (1952), Severo Gonçalves (1974) e Aguado (1992).
- Cartografias geológica e geomorfológica inéditas, especialmente de alguns domínios do sector entre Albergaria-a-Velha e Águeda, cedida gentilmente pelos Dr. Alberto Gomes (FLUP) e Prof. Dr. Helder I. Chaminé (MIA-UA / ISEP).
- Cartografia geológica e cartografia geomorfológica realizada no decurso do presente trabalho, sob coordenação do Prof. Dr. H. I. Chaminé e do Dr. A. Gomes, respectivamente.

À base cartográfica desenvolvida, que incorpora informação topográfica e geológica, foram adicionadas todos os outros níveis de informação (tais como as explorações (activas e inactivas) de recursos geológicos,...). Foi também a partir desta base topográfica que se iniciou a geração dum processo de modelação do terreno, que deu origem ao Modelo Digital de Terreno (MDT), ao mapa de declives e aos perfis topográficos, também gerados de forma automática, de áreas previamente seleccionadas (alguns posteriormente transformados em cortes geológicos interpretativos).

Na digitalização dos mapas relativos à cartografia regional, foi utilizado o programa “OCAD for Cartography version 8.0” e outros programas de Sistema de Informação Geográfica (SIG), tais como, o “Golden Software Surfer (Surface Mapping System) version 8.0” e “Esri ArcGis version 9.1”. O “OCAD for Cartography version 8.0” (e.g., Booth, 2000; Burke et al., 2001) é um programa de CAD (*Computer-Assisted Design*), em que a digitalização da informação a tratar se efectua em duas fases: a) rasterização, através de um digitalizador, da cartografia existente em vegetal indeformável; b) vectorização da imagem do mapa obtido por rasterização. Este processo pressupõe uma preparação cuidadosa, e de acordo com determinadas regras, dos mapas a digitalizar. No tratamento de dados dos estudos geológico-estruturais recorreu-se à elaboração de diagramas de densidade de pólos (diagrama de “Schmidt-Lambert”, projecção hemisfério inferior) e de diagramas de rosetas.

As técnicas e as metodologias dos Sistemas de Informação Geográfica (SIG) baseiam-se, ainda, numa forte componente geomorfológica que vê assim renovado o seu interesse em diversos campos das geociências, apoiada em fortes ferramentas de visualização de MDT (e.g., Curran, 1985; Houlding, 1994, Wilson & Gallant, 2000). Este trabalho apresenta a aplicação de diversas ferramentas disponibilizadas pelos SIG, tais como análise dos MDT obtidos através das bases de dados vectoriais a diversas escalas, sobreposição de estruturas geológicas por análise geomorfológica obtidas por imagens satélite, bem como imagens satélite da banda do infravermelho e da banda visível colorida e monocromática. Foram utilizados na validação os dados recolhidos no campo — assim como os dados obtidos por confirmação laboratorial — essencialmente como complemento do estudo das estruturas mais dificilmente observáveis por métodos de detecção remota (e.g., estruturas sub-horizontais).

Todas as coordenadas apresentadas referem-se à Projecção Transversa de Mercator, Datum de Lisboa, sistema de coordenadas Hayford-Gauss Militares (ponto fictício a W do Cabo S. Vicente), assim como todas as orientações efectuadas sobre cartografia ou modelos digitais de terreno tomam como referência o norte cartográfico. As medições efectuadas no campo sofreram as correcções locais para o norte cartográfico, tendo como base a cartografia 1:25.000 série M888 do Instituto Geográfico do Exército.

Foram executados diversos modelos digitais de terreno, tendo como base a altimetria vectorial a diferentes escalas, de forma a ser possível observar as características morfológicas do terreno sob diferentes graus de pormenor e com tempos de computação razoáveis. Os dados vectoriais foram obtidos já em formato digital ou através da digitalização de cartografia em suporte de papel, como no caso da altimetria à escala 1/25.000. Após o processamento destes dados e da construção do MDT, é possível efectuar uma análise, baseada em parâmetros geomorfológicos, aos dados em duas dimensões, onde se observa a existência de patamares a diferentes cotas. O MDT obtido através da altimetria vectorial a 1/25.000 permitiu a determinação dos grandes acidentes tectónicos que se desenvolvem na região, colocados em evidência através de uma ligeira sobrelevação. Utilizando este modelo como base, é possível desenvolver um conjunto de operações de interpretação, utilizando as técnicas clássicas da geomorfologia apoiadas em ferramentas informáticas, as quais aceleram e facilitam a execução dos passos preliminares à sua análise. A execução de perfis sequenciados e a visualização em simulação tridimensional permitiram verificar a existência de estruturas tectónicas e plataformas de aplanção de uma forma expedita, podendo estas ser posteriormente registadas como

dados vectoriais, a processar estatisticamente. É durante este processo que se verificam as assinaturas no relevo das grandes estruturas tectónicas que modelam a superfície nesta região.

A análise de modelos a diferentes escalas permitiu a visualização de estruturas tectónicas distintas, uma vez que o excesso de pormenor, ou a falta deste, devido às características dos dados vectoriais que estiveram na base da construção do modelo digital de terreno, irão realçar aquelas que maior expressão possuem a determinada escala. A observação dos MDT oferece possibilidades acrescentadas aos clássicos estudos de geomorfologia, já que torna possível realizar uma série de operações que facilitam a observação das cicatrizes superficiais dos elementos estruturais por meio de ferramentas de realidade virtual, como sejam o deslocamento de ponto de vista dinâmico (“fly-by”), altura e direcção da fonte luminosa que enquadra a cena (inclusivamente para azimutes onde esta nunca seria possível), sobre-elevação dinâmica da paisagem, etc. Foram, ainda, executadas algumas cartas temáticas, tendo em vista a exploração de possibilidades de identificação de estruturas. Entre elas, contam-se as cartas de declives e sombreamento. Da utilização destas ferramentas foi possível traçar sobre um MDT a direcção provável de alguns acidentes tectónicos à escala do maciço, se bem que o processo possa ser utilizado a escalas maiores, desde que haja informação altimétrica e planimétrica suficientemente detalhada.

2.2.2. Detecção remota

A detecção remota consiste num conjunto de técnicas e processos usados para aquisição de informação sobre um determinado objecto, sem que haja contacto directo do sensor com esse mesmo objecto, constituindo uma ferramenta poderosa no domínio das geociências (e.g., Curran, 1985; Richards, 1993; Claverol, 1993; Brum da Silveira, 2002; Fonseca & Fernandes, 2004). Os sensores poderão estar desde algumas centenas de metros acima da superfície terrestre (e.g., fotografia aérea) ou a centenas (ou mesmo milhares) de quilómetros (e.g., satélites orbitais). As informações sobre o objecto, neste caso, são derivadas a partir da detecção e medida das modificações que ele impõe sobre os campos de força que o cercam. Estes campos de força podem ser electromagnéticos, acústicos ou potenciais.

Apesar da definição mais ampla de detecção remota incluir campos de força acústicos e potenciais, o termo detecção remota é tipicamente utilizado apenas para sensores que medem alterações no campo electromagnético (Curran, 1985). Actualmente, quando nos referimos à tecnologia de detecção remota, normalmente, estamos a restringir o termo a sensores e metodologias voltadas à conversão de sinais derivados da interacção entre a radiação electromagnética e os corpos materiais. O uso universal da radiação electromagnética para as actividades de detecção remota resulta do facto de que os demais campos de força, como o acústico e o gravitacional, dependerem de um meio de propagação do sinal emitido pela fonte, enquanto que o campo electromagnético se propaga no vácuo, o que tornou historicamente possível o desenvolvimento da Detecção Remota espacial (Richards, 1993; Claverol, 1993).

Este sistema de aquisição de informações é formado por alguns sub-sistemas importantes, a saber: i) sistemas sensores (que são os equipamentos que focalizam e registam a radiação electromagnética proveniente de um objecto); ii) sistemas de processamento de dados (que convertem o dado bruto produzido pelo sensor em variável física passível

de ser interpretada e convertida em informação); iii) sistemas de análise (que incluem todas as ferramentas, das quais se destacam os sistemas de geoprocessamento que permitem integrar a informação derivada da detecção remota noutros sistemas, nomeadamente os SIG).

Os sensores usados para a aquisição de informações podem ser divididos em dois grupos: *sensores passivos* e *sensores activos*. Os sensores activos *produzem e transmitem* energia em direcção ao objecto de estudo e *registam* o sinal de retorno resultante da interacção da radiação incidente com suas propriedades químicas, físicas e biológicas. A relação entre o sinal emitido e recebido pelo sensor é utilizado para derivar as propriedades do objecto estudado. Os sensores passivos *detectam e registam* a energia *emitida* ou *reflectida* pelos objectos estudados (dependem, portanto de uma fonte externa de energia, que na maioria dos casos é o Sol). A *intensidade do sinal* emitido ou reflectido pelos objectos em *diferentes regiões do espectro electromagnético* permite derivar informações sobre suas propriedades (Curran, 1985; Richards, 1993).

A detecção remota parte do pressuposto que toda a matéria do Universo com temperatura superior a 0° Kelvin (-273,15°C) irradia energia electromagnética. Cada corpo do universo tem assim seu próprio espectro de radiação. O espectro de radiação de um corpo varia com as suas propriedades físicas (temperatura) e químicas (composição). A temperatura do corpo tem um papel muito importante sobre o espectro electromagnético que emite. As leis de Wien e de Stefan-Boltzman descrevem a relação entre a temperatura e o espectro de radiação e a potência da radiação, respectivamente (Richards, 1993).

Ao conjunto de comprimentos de onda que compõem a radiação electromagnética dá-se o nome de espectro electromagnético. A figura 4 representa o espectro electromagnético, que se estende da região de raios cósmicos às microondas.

Existem grandes semelhanças entre o olho humano e os sensores em geral e a máquina fotográfica em particular. Nos dois sistemas, os raios luminosos são refractados e focalizados através de sistemas de lentes sobre uma superfície sensível. Na máquina fotográfica, esta superfície sensível é a película fotográfica (nos sensores de varrimento multi-espectral são os detectores). No caso do olho humano esta superfície sensível é a retina. O meio refringente na máquina fotográfica são as lentes, nos sensores de varrimento são lentes, grelhas de difracção, espelhos etc., enquanto no olho humano é o cristalino, a córnea e em menor grau o humor aquoso e o humor vítreo. Todas as imagens adquiridas, sob diferentes formas, sofrem uma inversão ao atingir a película. O mesmo ocorre com a imagem retiniana. É o processamento no cérebro que determina o reposicionamento da imagem. Da mesma maneira, para que a imagem formada sobre a película fotográfica corresponda à imagem real, o filme é submetido a um processamento fotográfico (Richards, 1993).

A fotografia aérea foi um das primeiras formas de detecção remota, e é ainda muito utilizada em estudos de foto- interpretação geológica e geomorfológica (Vergarra, 1971). As fotografias aéreas verticais geralmente são obtidas em fiadas sequenciais ao longo de uma linha de voo de tal modo que apresentem sobreposição de área na ordem de 60%. Esta sobreposição ao longo da linha de voo permite a aquisição dos chamados pares estereoscópicos, que são usados

para que o terreno possa ser visualizado em três dimensões. Para que toda a área estudada seja coberta em sucessivas linhas de voo, convencionou-se também uma sobreposição lateral de 25 % entre linhas de voo adjacentes (Vergarra, 1971; Scanvic, 1989; Claverol, 1993). Outra propriedade importante das fotografias aéreas é a sua escala. A escala da fotografia aérea determina o seu valor para diferentes aplicações. Fotografias aéreas de escalas pequenas ($< 1/50.000$) proporcionam visão sinóptica da superfície e a possibilidade de observar áreas amplas. No entanto, o nível de resolução da fotografia nessa escala é pequeno e ela apenas permite interpretações de carácter regional. Uma fotografia aérea com escala grande ($1/2.000$) permite a aquisição de informações localizadas em pequenas áreas com alta resolução espacial. Podem ser cartografados objectos de dimensões inferiores a 1 metro e são muito úteis em estudos urbanos, no estudo de ecossistemas, entre outros.

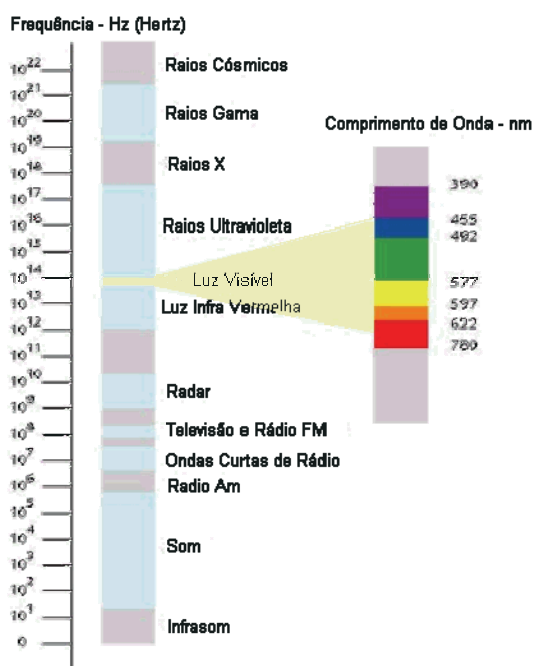


Figura 4 – Espectro electromagnético (adaptado de Fonseca & Fernandes, 2004).

Uma das grandes vantagens da fotografia aérea é a possibilidade de visão tridimensional ou estereoscópica. Esta visão é possível devido ao chamado *efeito de paralaxe*. Este efeito consiste da possibilidade de observação simultânea de um mesmo objecto segundo dois ângulos de observação distintos. Este efeito é utilizado pelo cérebro humano para proporcionar a percepção de profundidade, no caso específico da visão humana (Claverol, 1993; Fonseca & Fernandes, 2004). Para que as fotografias aéreas possam ser observadas estereoscopicamente são necessários equipamentos conhecidos pelo nome de estereoscópios. Existem dois tipos básicos de estereoscópios, os de bolso, que permitem a visualização de pequenas regiões da foto, e os de espelho, que permitem a visão de todo o modelo estereoscópico reproduzido por um conjunto de fotos (Claverol, 1993).

A interpretação de fotografias aéreas pode ser formalmente definida como a acção de examinar imagens fotográficas com o propósito de identificar objectos e atribuir-lhe um significado. Durante o processo de interpretação, realizam-se tarefas tais como (Vergarra, 197; Fonseca & Fernandes, 2004): detecção, reconhecimento e identificação,

análise, dedução, classificação, idealização e determinação da exactidão. O processo de detecção envolve o acto de identificar objectos que são imediatamente visíveis tais como confluências de rios, de estradas, ou indirectamente visíveis, tais como áreas de solos encharcados. O processo de reconhecimento envolve ainda atribuir nomes aos objectos e deduzir o seu significado.

O fluxo radiante ao interagir com um objecto da superfície terrestre está sujeito a três tipos de processos básicos: absorção, reflexão e transmissão. A proporção de radiação absorvida, reflectida ou transmitida pelos objectos depende de vários factores tais como: i) espectro de radiação incidente; ii) geometria do campo de radiação incidente; iii) propriedades geométricas, físicas, químicas e biológicas dos objectos. Admitindo-se que o espectro e a geometria do campo de radiação incidente sobre os objectos de uma dada área sejam constantes, a proporção de radiação absorvida, transmitida ou reflectida por eles dependerá apenas de suas propriedades espectrais. Os sensores remotos que operam na região reflexiva do espectro medem a energia proveniente do fluxo reflectido pelos objectos, uma vez que o fluxo transmitido é absorvido é transformado e eventualmente emitido em outros comprimentos de onda. Teoricamente, se a reflectividade de um objecto pudesse ser medida em faixas espectrais adjacentes e estreitas ao longo da região reflexiva do espectro, poder-se-ia construir um gráfico representativo da sua “assinatura espectral” (figura 5) (Richards, 1993).

Como foi já mencionado, os sensores remotos medem a radiância espectral aparente proveniente do alvo. Após as correcções de efeitos atmosféricos e a normalização dos efeitos de geometria de aquisição, pode-se obter medidas de radiância inerente, as quais transformadas em reflectividade descrevem o comportamento espectral de alvos extensos. Os factores que controlam o comportamento espectral dos alvos variam amplamente com a região do espectro em estudo e com o tipo de alvo estudado. Estes factores podem ser classificados em dois grandes conjuntos: factores microscópicos, mais ligados à natureza e composição do alvo e factores macroscópicos, mais ligados ao estado da superfície do alvo, seu arranjo espacial, bem como factores externos ao alvo, como por exemplo, a posição da fonte, natureza da fonte de iluminação, localização do alvo, entre outros.

Do ponto de vista do processamento dos dados digitais, as características mais importantes são (Richards, 1993): a) A resolução espectral, ou seja, o número de bandas e as regiões espectrais a que se referem; b) A resolução espacial dos dados, ou seja, o tamanho do pixel no terreno (em metros); c) A resolução radiométrica, ou seja, o número de elementos quantificadores que representam o brilho de cada *pixel*.

Em detecção remota costuma apresentar-se a descrição das características radiométricas dos dados de diferentes sensores em termos do número de *bits* utilizados para a quantificar o brilho registrado em cada *pixel*. Uma imagem com 8 *bits* de resolução radiométrica permite a reprodução do sinal em 256 níveis de brilho, ou níveis digitais, ou níveis de cinza¹. É importante conhecer as características das imagens com as quais se está a trabalhar não apenas para proceder a sua interpretação, mas também para configurar adequadamente os sistemas de processamento e análise de dados digitais. O tamanho da imagem, o número de bandas espectrais, a resolução espacial e a resolução radiométrica

determinam o volume de dados a serem processados e, portanto, a configuração de equipamentos e sistemas de processamento digital a serem utilizados. Um sensor com resolução espacial de 20m x 20m cobrindo uma mesma área do terreno que um sensor com uma resolução de 40m x 40m, terá o dobro de linhas e colunas, e portanto 4 vezes mais pixels, necessitando maior capacidade de processamento. Um sensor com resolução radiométrica de 8 *bits* cobre a mesma área do terreno e com a mesma resolução espacial de um sensor com resolução radiométrica de 16 *bits* levará menos espaço em disco e menor velocidade de processamento, porque o volume de dados será maior. Uma imagem com 1000 linhas e 1000 colunas e 8 *bits* por *pixel*, ocupará 8 milhões de *bits* ou 8 *Mbytes* (*megabytes*). Esta mesma imagem com 16 *bits* por *pixel* ocupará 16 milhões de *bits* ou 16 *Mbytes*, o dobro, portanto, do volume, requerido pela mesma cena com 8 *bits* de resolução radiométrica (Richards, 1993).



Figura 5 – Exemplo clássico do comportamento espectral de diferentes objectos. Na fotografia da direita é visível o diferente comportamento espectral da relva no interior e no exterior do estádio, sendo a primeira artificial e a segunda natural.

O formato *raster* é um formato adequado para representação de imagens uma vez que elas são geradas por um sistema de varrimento que as adquire, transmite e regista digitalmente. Além disso, os equipamentos para visualização das imagens também operam com formato *raster*. Este formato também é interessante sob o ponto de vista do processamento da informação uma vez que os registros lógicos dos dados são os valores de cada *pixel*, independentemente de serem pontos, linhas ou áreas. Outra vantagem deste formato é a facilidade de referência da informação, pelos números das linhas e colunas da matriz de dados.

Uma outra característica importante das imagens digitais é a sua resolução espacial porque ela condiciona a escala dos produtos fotográficos gerados e consequentemente dos mapas produzidos. Richards (1993) sugere as escalas apropriadas para os diferentes produtos (tabela 1).

As imagens digitais possuem uma grande vantagem em comparação às imagens analógicas, que é a de poderem ser processadas visando o realce ou a extracção de informações específicas. Assim sendo, através das imagens digitais, podem ser geradas composições coloridas a partir da utilização de diferentes combinações de bandas espectrais, combinações de imagens de uma mesma banda em diferentes datas, ou imagens de diferentes sensores.

¹ Em numeração binária, todos os valores são representados por conjuntos de 0 ou 1. Assim, 4 *bits* correspondem a 16 valores diferentes, 8 *bits* a 256 valores diferentes, 12 *bits* correspondem a 4096 valores diferentes, e assim sucessivamente.

Como as necessidades de informação variam com as diferentes áreas de conhecimento, existe uma variedade muito grande de métodos de tratamento dos dados digitais.

Tabela 1 – Escalas máximas de produtos fotográficos em função do tamanho efectivo do *pixel* no terreno.
(adaptado de Richards, 1993)

Escala	Tamanho do pixel (m)
1:50.000	5 x 5
1:250.000	25 x 25
1:500.000	50 x 50
1:5.000.000	500 x 500
1:10.000.000	1.000 x 1.000
1:50.000.000	5.000 x 5.000

As imagens digitais podem ser combinadas para produzirem composições coloridas. As imagens associadas às cores vermelha, verde e azul produzirão uma intensidade de sinal máxima quando o número digital for 255 e mínima quando o número digital for 0. Assim, o valor de cor final de cada *pixel* resultará da combinação dos valores das diferentes bandas (quadro 2) (e.g. um *pixel* com valor R= 255, G=0, B=0², terá uma cor final vermelha; um *pixel* com valor R=255, G=255,B=0 resultará num *pixel* amarelo).

A figura 6 mostra três composições coloridas da mesma área, em que a única manipulação feita aos dados digitais, foi a atribuição de cores distintas às diferentes bandas. A informação contida nas composições é exactamente a mesma, o que se muda é apenas a cor com que os objectos são representados. Como é mais fácil para o cérebro humano processar informações já conhecidas, geralmente procura-se atribuir cores às bandas de tal forma que a composição resultante se pareça com a cor natural dos objectos, mesmo que as bandas utilizadas não contenham informações do espectro visível (Richards, 1993).

Um conjunto de imagens digitais armazenado em disco pode sofrer alterações na visualização no monitor sem que os dados originais (*raw data*) sejam alterados. É muito importante saber diferenciar entre as operações realizadas apenas para a visualização e aquelas operações que alteram as informações gravadas em disco. As operações de visualização são reversíveis, e para que se tornem permanentes devem ser gravadas em disco, sob um novo nome para que a imagem original não seja danificada.

A extracção de informações em imagens digitais pode ser realizada através de dois métodos. Um dos métodos, o método quantitativo envolve o uso de computadores e aplicativos especializados que permitem o exame de cada *pixel* da imagem, individualmente, com vista à avaliação das propriedades do alvo, a partir dos atributos que apresentem nas diferentes faixas do espectro. Permite, assim, o exame das grandezas radiométricas registadas pelo sensor. O outro método de extracção de informações, o método qualitativo, envolve um utilizador que “interpreta” as cores, padrões, formas, etc., a partir de uma inspecção visual da imagem. A análise qualitativa, por sua vez, depende de informações

² RGB, do inglês R = *Red*; G = *Green*; B = *Blue*.

oferecidas pelo analista. Os dois métodos de interpretação são úteis e complementares. A foto-interpretação pode ser facilitada, inclusive, se as imagens a serem submetidas à análise visual forem previamente processadas de modo a realçar aspectos relevantes da cena. Os dois métodos, portanto, dependem do conhecimento que o utilizador da informação possui sobre os objectos investigados, nomeadamente quanto ao seu comportamento espectral, à sua estrutura (no caso da vegetação) ou à sua composição mineralógica e textural (no caso dos solos e das rochas). A fase final do processo de interpretação visual é a avaliação da precisão de classificação. Para isto, pode-se, por exemplo, identificar uma série de pontos a serem visitados no campo para confirmar ou refutar a interpretação, ou pode-se ainda, utilizar dados de campo e de outros sensores (Richards, 1993).

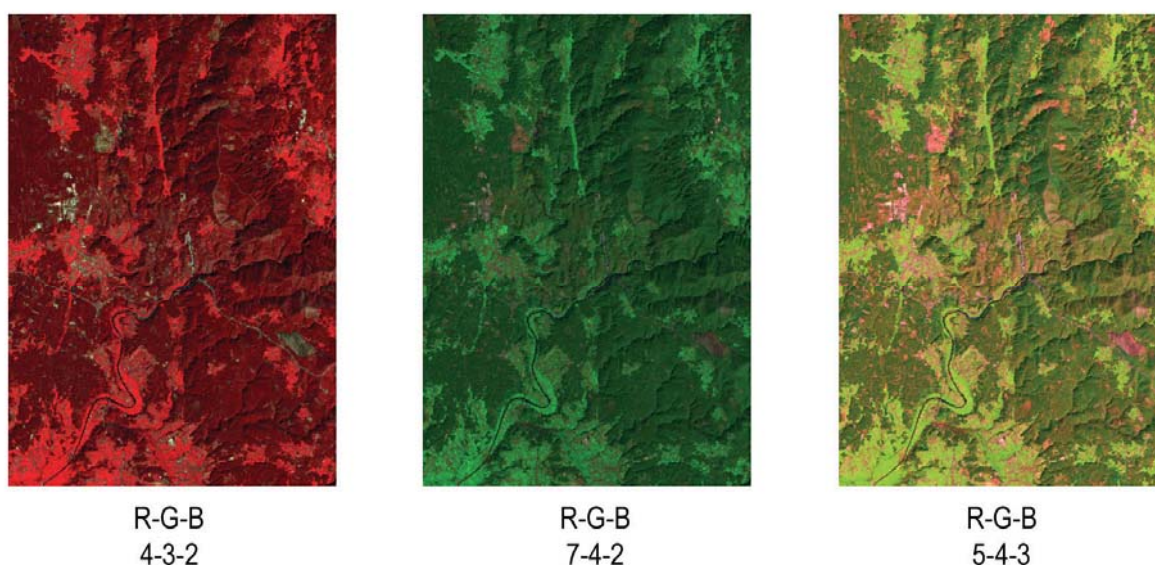


Figura 6 – Diferentes composições coloridas da área de estudo, nas imediações de Albergaria-a-Velha (NW de Portugal).

Quadro 2 – Bandas de informação adquiridas pelo Satélite Landsat5 – *Sensor Thematic Mapper (TM)*

Banda	Comprimento de onda(mm)	Descrição	Resolução (metros)	Comentários
1	0.45 a 0.52	Azul	30	Distingue entre solo e vegetação. Ideal para observar áreas com água.
2	0.52 a 0.60	Verde	30	Mostra vegetação forte.
3	0.63 a 0.69	Vermelho	30	Distingue diferentes espécies vegetais. Muito usada na geologia.
4	0.76 a 0.90	Infravermelho reflectivo	30	Bom indicador de limites. Mostra bem a vegetação
5	1. 55 a 1.75	Infravermelho médio	30	Mostra a quantidade de água nas plantas.
6	10.4 a 12.5	Infravermelho termal	150	Imagem de baixa resolução. Mostra poluição termal e locais geotermiais.
7	2.08 a 2.35	Infravermelho médio	30	Usos geológicos. Mostra os diferentes tipos de solo.
PAN	0.50 a 0.90	Verde a infravermelho	15	Pancromatica (escala de cinzas). Alta resolução. Co-registrada com as outras bandas.

Um dos aspectos mais importantes na tecnologia de detecção remota é o conhecimento das suas vantagens e limitações. Das principais vantagens podem-se destacar, entre outras, a possibilidade de adquirir informações sobre

amplas regiões e o baixo custo, por unidade de área. De facto, uma imagem do *Sensor Thematic Mapper* (TM) do satélite Landsat pode registar instantaneamente uma área de cerca de 35.000 km². Admitindo-se um custo médio de 1.000€ por cena, o custo da aquisição da informação por km² torna-se, portanto, irrisório. As desvantagens dos dados de detecção remota estão ligadas especialmente à sua resolução espacial, espectral e radiométrica. Para exemplificar esta situação, basta referir que se o objectivo for cartografar bairros do tecido urbano, esta tarefa pode tornar-se extremamente complicada com um detector como o Landsat, com tamanho de *pixel* de 25 x 25 metros, uma vez que o tamanho do objecto a cartografar será muito próximo da resolução máxima do sensor.

Existe também uma relação forte entre a resolução espacial do sensor e a escala máxima em que um mapa pode ser gerado a partir dos seus dados. A ampliação da escala via processamento de imagem não aumenta o seu conteúdo de informação, o qual está vinculado à resolução espacial, espectral e radiométrica dos dados. Uma imagem TM/Landsat, escala 1/100.000 e 1/50.000 possuem, basicamente, o mesmo conteúdo de informação. A ampliação para a escala 1/50.000 possibilita apenas que os elementos observados numa imagem 1/100.000 se tornem mais visíveis e passíveis de serem cartografados. Em geral, considera-se 1/50.000 o limite máximo de ampliação das imagens TM, visto que, acima de 1/50.000 há a perda de definição das formas dos objectos cartografados.

Um outro aspecto muito importante no uso da detecção remota é a compatibilização entre a dinâmica dos processos a serem estudados e a frequência de aquisição dos dados. Muitas das aplicações de detecção remota podem tornar-se inviáveis pela falta de dados recolhidos com frequência compatível ao fenómeno em estudo. Algumas aplicações, como a cartografia geológica, não exigem aquisições sequenciais de dados, pois a variação das formas de relevo e estruturas geológicas não são perceptíveis a uma escala diária, mensal, ou mesmo da casa das dezenas de anos (o mesmo não se passa na meteorologia, que necessita de aquisição de dados permanente, horária ou bi-horária). A disponibilidade de um bom conjunto de dados numa determinada data é suficiente para atender às necessidades da maior parte das aplicações em geologia.

À informação de base processada nos MDT's são sobrepostas imagens obtidas por detecção remota, nomeadamente fotografia aérea monocromática, bem como imagens satélite, de modo a proceder-se à sua georreferenciação, quando necessário. Das imagens obtidas remotamente são digitalizados os traços de acidentes estruturais essencialmente verticais ou sub-verticais. Esta informação é armazenada em formato vectorial georreferenciado e permite posterior tratamento, quer no próprio 'software' de SIG, através de extensões disponíveis, quer em ferramentas dedicadas de processamento estatístico de dados geológicos e geomorfológicos.

Através das ferramentas estatísticas vectoriais disponibilizadas pelos pacotes de 'software' utilizados no processamento da informação é possível obter os tradicionais diagramas vectoriais circulares (diagrama de roseta) das direcções de fracturação regional. Dos acidentes tectónicos existentes em determinada região apenas são visíveis nas imagens de detecção remota aqueles mais próximos da vertical, sendo os oblíquos muitas vezes difíceis de discernir e os (sub-) horizontais são, em regra, quase impossíveis de determinar.

A análise de estruturas geológicas começa a encontrar pontos de apoio sólidos para um desenvolvimento integrado de técnicas e de metodologias no âmbito da detecção remota, com recurso a meios informáticos. Não

obstante, estas são validadas pela observação e caracterização de terreno. Todas as ferramentas desenvolvidas de forma independente apenas encontram significado quando existe a sua integração nas várias vertentes dos trabalhos de geologia e geomorfologia aplicada. Deste modo, é possível realizar uma análise que recorre a técnicas clássicas, as quais renovam, assim, o seu campo de aplicação. A abordagem morfoestrutural recebe assim uma nova relevância que, associada com as tecnologias de realidade virtual aplicadas à modelação digital de terreno (e.g., Wilson & Gallant, 2000), se tornam muito úteis no domínio das geociências.

2.2.3. Ensaio esclerométrico (Martelo de Schmidt)

Durante a fase de trabalho de campo, foi utilizado o esclerómetro portátil (vulgarmente conhecido em engenharia por martelo de Schmidt), com o qual se efectuou uma avaliação da resistência mecânica do material-rocha à compressão uniaxial simples. Os valores determinados podem constituir uma pista extremamente valiosa para o estudo do grau de alteração/resistência dos maciços, da definição de superfícies geomorfológicas com características geomecânicas semelhantes, bem como para o estudo da comparação e correlação litológica dos materiais rochosos caracterizados.

No que diz respeito às características mecânicas do maciço, embora as características de resistência ao corte do maciço rochoso sejam essencialmente dependentes das descontinuidades, é de grande utilidade o conhecimento da resistência à compressão do material-rocha. A determinação da resistência à compressão uniaxial é determinada, em geral, a partir de ensaios de laboratório ou de campo (e.g., ISRM³, 1981; Katza *et al.*, 2000; Al-Harhi, 2001; Kahraman, 2001; ASTM⁴, 2001; Kahraman *et al.*, 2002). O esclerómetro portátil foi desenvolvido nos finais da década de 1940 (Schmidt, 1951), para testes não destrutivos em betão, e começou a ser usado na caracterização de materiais rochosos a partir de 1960 (Aydin & Basu, 2005). Entretanto, novos estudos têm sido desenvolvidos, uma vez que a determinação da resistência a partir de ensaios de compressão uniaxial é um processo algo moroso, dispendioso e dificilmente praticável no campo. Assim, Kahraman (2001) propõe uma série de métodos expeditos de laboratório e de campo para estimar o valor da compressão uniaxial simples, a saber: o índice de carga pontual, o ensaio de resistência ao choque, o ensaio de ultrassons e o ensaio esclerométrico. Este autor, apresenta criticamente um conjunto de fórmulas usadas correntemente para estimar, através dos ensaios atrás referidos, os valores de resistência à compressão uniaxial simples.

O esclerómetro portátil consiste, em traços gerais, num aparelho que permite um ensaio de campo que avalia a dureza do material-rocha através da medição do ressalto de uma massa de aço quando percutida sobre a superfície da rocha. O pistão que está incorporado no martelo, encontra-se solidário a uma mola de carga, sendo automaticamente libertado na sua câmara. Logo, parte da energia do pistão é consumida por absorção (i.e., deformação plástica do material rochoso) e transformação (sob forma de calor e som). A energia remanescente representa a resistência ao

³ ISRM – *International Society for Rock Mechanics*

⁴ ASTM – *American Society for Testing and Materials*

impacto de penetração de uma dada superfície estrutural. Quanto mais resistente for uma superfície rochosa, menor será a energia libertada, e portanto, maior será o ressalto do pistão depois do disparo inicial.

No trabalho de campo (figura 7) foi utilizado o esclerómetro portátil do tipo L, da marca PROCEQ, SA (Zurich, Switzerland), do Laboratório de Cartografia e Geologia Aplicada (LABCARGA) do Departamento de Engenharia Geotécnica (ISEP).



Figura 7 – Exemplo do martelo de Schmidt do tipo L utilizado nos trabalhos de campo (www.proceq.com).

Os martelos mais comuns de tipo L e N, estão construídos de forma a gerarem uma energia de impacto 0,735 e 2,207 Nm, respectivamente, devendo os valores obtidos pelos dois tipos de martelo serem naturalmente diferentes, mas com uma relação constante. No entanto, em material rochoso de granularidade grosseira, uma maior força de impacto poderá conduzir a uma destruição de certos grãos de minerais menos resistentes, afectando assim os valores obtidos. A ISRM (1978a,b) recomenda que seja usado, nos ensaios de material rochoso, o martelo do tipo L, enquanto que a ASTM (2001) não especifica qual o tipo de martelo a usar. Amaral et al. (1999), usaram um martelo de tipo L em ensaios efectuados para testar a resistência mecânica de superfícies graníticas de rochas ornamentais. Estudos recentes (Li et al., 2000) mostraram ainda que em rochas com resistência à compressão uniaxial inferior a 10 MPa, o valor R deverá ser igual a zero, devido à plasticidade da rocha, e em rochas extremamente resistentes (>300 MPa) o valor R deverá ser igual a 100 ou muito próximo, sugerindo uma quase completa recuperação de energia de impacto. É necessário também, normalizar os valores obtidos relativamente às orientações do martelo de impacto não horizontais, que são influenciados pela força da gravidade, e têm de ser normalizados tendo como referência a superfície horizontal. Assim, quer a ISRM (1978a,b) quer a ASTM (2001), recomendam o recurso às curvas de correcção fornecidas pelo fabricante do equipamento.

Nos ensaios de campo, Aydin & Basu (2005) relembram a necessidade fundamental do posicionamento do eixo do martelo ser perpendicular à superfície a testar, minimizando assim os erros devidos a impactos oblíquos. Nos ensaios de campo ocorrem também maiores variações devidas à rugosidade natural das superfícies, à falta de informação quanto às descontinuidades próximas da superfície de teste e às variações naturais na matriz que compõe o material rochoso.

Para que as condições gerais do ensaio de campo (figura 8) sejam válidas devem seguir os seguintes pontos, a saber: limpeza da zona do ensaio, verificação da ausência de fissuras e eliminação da patina de rocha meteorizada. Na execução do ensaio, o aparelho é, em regra, posicionado perpendicularmente à superfície estrutural a ser ensaiada. Em função da dureza (ou resistência) do material-rocha, a massa de aço sofre maior ou menor ressalto ("Rebound Value", R); seguidamente, o valor é registado numa escala (0-100) do aparelho. Registam-se, em regra, 10 impactos com o martelo e eliminam-se os 5 valores mais baixos, considerando-se, por fim, o valor médio destas medições (e.g., ISRM, 1978a,b; ASTM, 2001). Em geral, as recomendações apontam para um afastamento mínimo dos pontos de impacto superior a uma vez o diâmetro do pistão de disparo. Finalmente, recorre-se ao ábaco de Miller (ISRM, 1978a,b) para determinar a resistência à compressão simples a partir da dureza de Schmidt e da densidade média da rocha.

Em relação ao número de disparos a opinião dos diferentes autores não é consensual. Alguns autores (e.g., Shorey et. al., 1984) defendem que deveriam ser considerados os valores mais baixos, argumentando que se relacionam melhor com a força de compressão uniaxial. Outros, como Amaral et al. (2001), defendem que todos os valores devem ser tomados em consideração, e devendo-se tentar perceber as variações obtidas, que normalmente estão relacionadas com a heterogeneidade do material – rocha. Aydin & Basu (2005) defendem também que a ideia preconizada por vários autores até 1980, de que devem ser tomadas leituras sucessivas no mesmo ponto (5, ou mesmo 10), não é correcta, uma vez que a compactação das partículas, resultante de impactos sucessivos poderá conduzir a valores errados da resistência à compressão uniaxial. No entanto, estes autores lembram que este método pode ser usado como um índice do grau de alteração ou da integridade estrutural dos materiais rochosos.

Outros estudos mais recentes focam a preocupação com a humidade da própria rocha no momento de registo dos resultados fornecidos pelo Martelo de Schmidt. A ideia veiculada, por diversos autores desde 1970, e de que um maior grau de humidade conduziria a valores mais baixos de resistência da amostra estudada (Sumner & Nel, 2002). Assim, os ensaios que efectuaram em diversas amostras de rocha (superior a 25kg, para minimizar os possíveis erros nos valores obtidos por deficiente suporte ou reduzida dimensão da amostra) demonstraram resultados bastante interessantes. Assim, os valores obtidos diferem, antes de mais, com o tipo de rocha em questão. As variações, segundo estes, devem ficar a dever-se às propriedades físicas intrínsecas à rocha, como a porosidade e a permeabilidade. Estes autores, concluíram ainda que, em termos práticos, as diferenças obtidas em quartzitos, basaltos e doleritos são bastante baixas, não significativas. Pelo contrário, os arenitos apresentam valores bastante significativos e não negligenciáveis, que podem atingir valores próximos dos 20% (tabela 2).

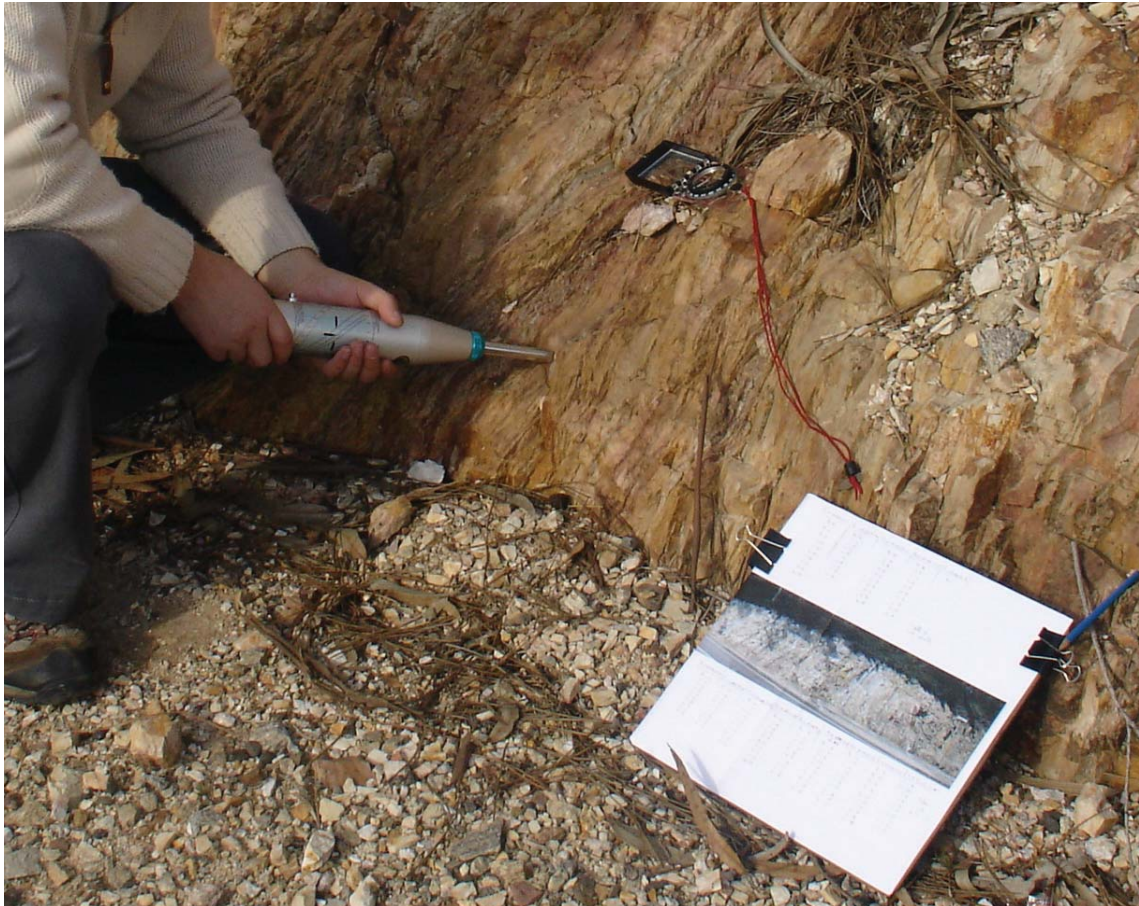


Figura 8 – Utilização do Martelo de Schmidt nos ensaios de campo do presente trabalho.

Tabela 2 – Valores obtidos nos diferentes ensaios de Martelo de Schmidt por Sumner & Nel (2002).

Tipo de rocha	Massa (Kg)	Saturação (%)	R inicial (Seco)	R min. (% sat.)	Dif. Rin. - Rmin.	Diferença (%)
Basalto	35,20	0,90	64	50 (90-95)	4	5,0
Basalto	43,10	0,23	62	58 (100)	5	7,3
Quartzito	27,78	0,72	62	57 (60)	6	7,1
Dolerito	36,46	0,24	64	62 (100)	2	3,1
Arenito	34,00	3,41	55	45(100)	10	17,6
Arenito	33,92	1,59	54	45 (100)	9	17,7

Nos ensaios de campo efectuados durante este trabalho, foram registadas numa ficha de campo as medições de 10 pontos de impacto, para cada ensaio ao longo do perfil linear (Ferrer & Gozález de Vallejo, 1999). Cada ensaio foi devidamente referenciado num painel fotográfico previamente realizado para o efeito. Estes ensaios foram distribuídos uniformemente pelos painéis estudados, recorrendo à técnica de amostragem linear aplicada a maciços rochosos (e.g., Chaminé & Fernandes, 1995; Chaminé et al., 2001) recorrendo a uma fita graduada de 25 m.

No gabinete foi realizado um tratamento exaustivo dos dados recolhidos no campo. Assim, foram eliminados os 5 pontos com valores mais baixos dos 10 registados em cada ensaio geomecânico, seguindo a metodologia sugerida por ISRM (1978a,b, 1981) e, posteriormente, calculada a média dos 5 valores mais altos. Seguidamente, recorreu-se a

um ábaco (denominado de ábaco de Miller), em que, com o valor médio de R calculado, a orientação do disparo (perpendicular à superfície de ensaio, e normalizada para as direcções sub-horizontal, 45° e subvertical) e a densidade média da rocha, é possível chegar a um valor aproximado de resistência à compressão uniaxial simples (figura 9). A ISRM (1981) sistematiza 5 termos de resistência à compressão (S_1 a S_5).

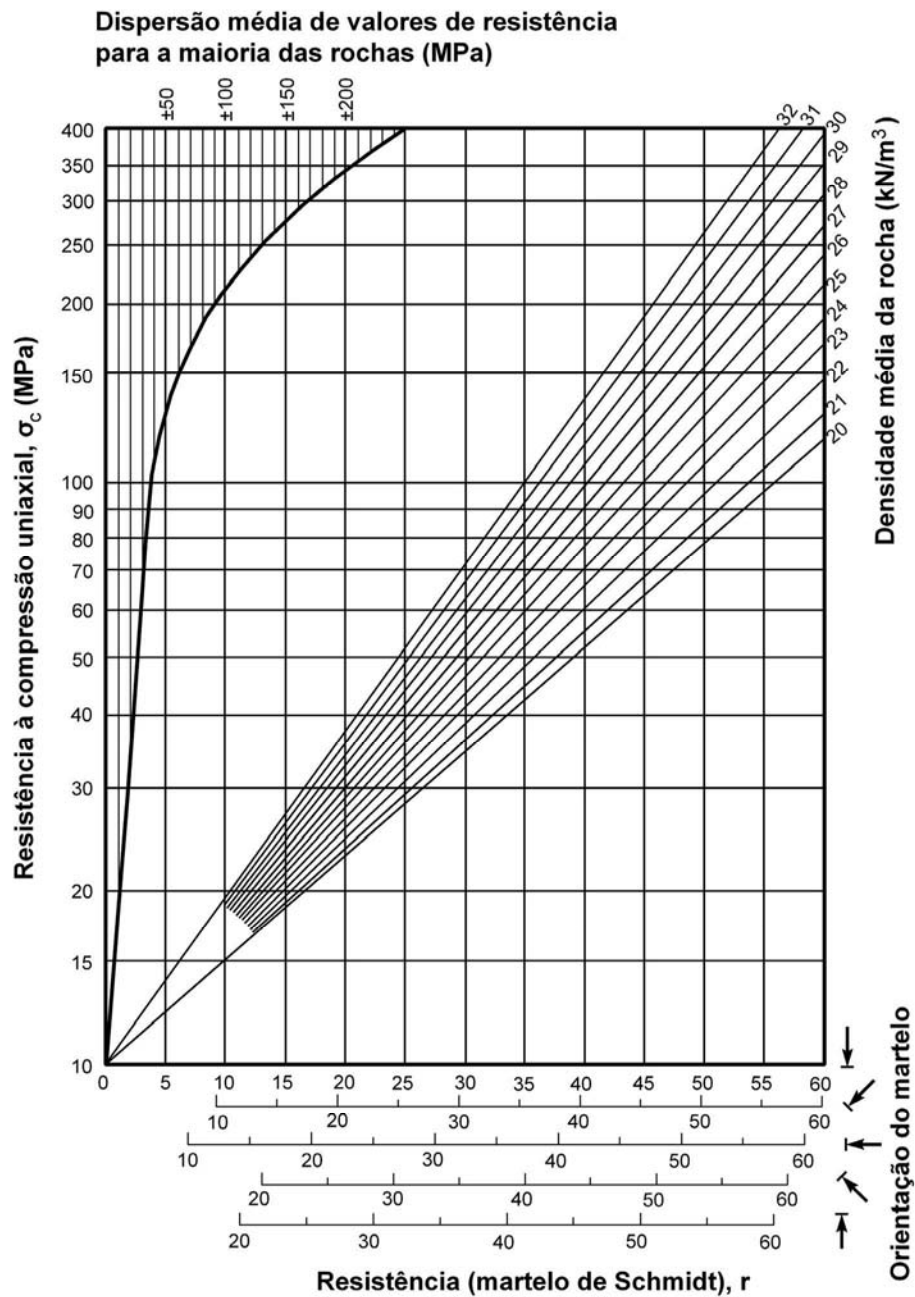


Figura 9 – Ábaco de Miller (adaptado de González de Vallejo et al, 2002).

3. Relevos de Resistência

3.1. As rochas quartzíticas: aspectos mineralógicos e geológicos

As rochas quartzíticas (s.s.) podem ser consideradas como: “(...) *une roche chimiquement pure (98 à 99% de SiO₂) [...] les enveloppes d’accroissement sont orientées minéralogiquement sur chaque grain, donnant une structure en mosaïque; [...] la porosité est inexistante.*” (Mainguet, 1972). Outra noção para quartzito (s.s.) pode ser a seguinte: “(...) *is a hard, metamorphic rock which was originally sandstone. Through heating and pressure usually related to tectonic compression within orogenic belts, the original quartz sand grains and quartz silica cement were fused into one.* (...)” (Folk, 1974). Assim, o quartzito “típico” será uma rocha composta, essencialmente, por grãos de quartzo desprovidos de contornos detriticos, moldados uns sobre os outros, com orientações definidas e praticamente sem nenhum cimento. Por vezes, noutros tipos de quartzito, os grãos de quartzo são aglutinados por um cimento silicioso, em que os grãos e o cimento estão em continuidade cristalina. (Mainguet, 1972; Folk, 1974). Fry (1992/93) define os quartzitos como uma rocha metamórfica dominada pelo quartzo (mesmo incluindo as variedades arcósicas — ricos em feldspatos — e micáceas, ricos em filossilicatos), derivado de conglomerados e, mais geralmente, de arenitos bem calibrados. Os indicadores do grau de metamorfismo são inexistentes, à excepção da ocorrência esporádica de moscovite e de silicatos de alumínio (figura 10). Assim sendo, nos arenitos e siltitos que deram origem ao quartzito, será possível identificar os respectivos componentes minerais (quartzo e, eventualmente, feldspato e micas) e o cimento que os aglutina, geralmente silicioso ou ferruginoso (Galopim de Carvalho, 2005, 2006).

Na definição e nos limites geralmente considerados para as rochas quartzíticas, pelo **critério granulométrico**, desde logo, estão eliminados desta categoria os agregados com partículas clásticas inferiores a 0,050 mm, como:

- Aleurolitos (do francês “Aleurolites”), termo que designa depósito de material detritico fino (1/16 a 1/256 mm), não consolidado;
- Siltitos, termo que designa uma rocha consolidada, em que os constituintes principais têm o tamanho de uma partícula siltosa. Os siltes, que designam uma rocha da classe dos lutitos, isto é, constituída por partículas compreendidas entre os 0,004 e os 0,64 mm, ou que contenham pelo menos 50% de partículas deste tamanho;
- Argilitos, termo que designa materiais constituídos por partículas argilosas endurecidas e pouco estratificadas.
- Pelitos, termo utilizado frequentemente no sentido geral com que se designam os lutitos, isto é, um conjunto de rochas argilo-siltosas.

Estão também excluídos os agregados com partículas superiores a 5 mm, como:

- Os conglomerados, são predominantemente rochas detríticas com partículas de tamanho variado, normalmente acima de 5 mm (contudo, não é uma posição consensual, uma vez que alguma literatura aponta para dimensões acima de 2 mm; e.g., Galopim de Carvalho, 2005, 2006).

O **critério da coerência** prende-se com a resistência mecânica da rocha como critério de definição dos diversos tipos de agregados mineralógicos que constitui a matriz rochosa. Mainguet (1972) admite um limite 800 – 1000 kg/cm² (ou, ca. 80 – 100 MPa) para as rochas do tipo arenito (ou grés). No entanto, será difícil apontar um valor mínimo de resistência à compressão uniaxial média para as rochas do tipo arenoso, devido à escassez de estudos sobre o tema (i. e., que se dediquem ao estabelecimento de limites de resistência, e portanto de passagem de arenitos a quartzitos, por exemplo).

Por outro lado, quando se consideram os **critérios mineralógicos**, nomeadamente nos aspectos ligados à fracção clástica, são vários os elementos excluídos à partida, a saber:

- Associações de minerais com uma percentagem elevada de resíduos orgânicos (e.g., glauconites e espongilites) entre os 0,064 mm e 2 mm;
- As rochas detríticas de origem química e/ou orgânica (e.g., calcarenitos, rochas calcárias formadas essencialmente de partículas acumuladas entre 0,064 mm e 2 mm, e consolidadas por um cimento);
- Rochas com uma grande percentagem de grãos não quartzosos (e.g., arenito arcósico, contendo uma percentagem entre 5% e 25% de feldspatos); arcoses, formadas de grãos de quartzo e feldspato, em que este representa pelo menos 25 a 30 % do total de grãos (e.g., grauvaques, rocha pobre em quartzo, com um cimento abundante e rico em clorite).

Os critérios de **porosidade e permeabilidade** são também um ponto importante, uma vez que definem grupos de rochas diferentes. Assim, a partir do momento em que o grau de cimentação faz com que a rocha perca a sua porosidade (e, conseqüentemente, a sua permeabilidade), deixa de se incluir no grupo dos arenitos (rochas sedimentares), para se incluir no grupo dos quartzitos (rochas metamórficas).

Podem distinguir-se vários tipos de rochas quartzíticas (s.l.), de acordo com as suas características mineralógicas e texturais (figura 11), a saber (e.g., Mainguet, 1972; Folk, 1974; Nichols, 1999):

- Ortoquartzito, designa uma rocha muito pura dum arenito quártzico, composta essencialmente por grãos de quartzo detrítico, bem arredondado e calibrado, cimentado por sílica. O ortoquartzito é composto, muitas vezes, por 99% SiO₂ e uma percentagem mínima de óxidos de ferro e de minerais resistentes como o zircão, rútilo e magnetite;
- Metaquartzito, é uma rocha muito siliciosa, em que os grãos ocorrem justapostos num padrão em mosaico perfeito, associando-se minerais de neoformação, como a sericite, a turmalina, a clorite, etc.;

- Arenito quártzico, que marca a passagem dum arenito com cimento silicioso a um verdadeiro quartzito, em que o preenchimento dos espaços intergranulares é incompleto e, portanto, apresenta ainda alguma porosidade, ao contrário de um verdadeiro quartzito, que apresenta porosidade e permeabilidade nula;
- Quartzito gresoso, é um tipo intermédio entre o quartzito e o arenito (ou grés), contendo frequentemente nódulos de estrutura quartzítica, limitando os vazios cuneiformes, com poros ou grupos de poros, testemunhando uma cimentação inicial variável.

Tucker (1996) define os arenitos como uma rocha composta por grãos de dimensão situada entre os 0,063 mm (1/16) e os 2 mm, em que as estruturas sedimentares e a estratificação são comuns. Também Stow (2005) utiliza este limite granulométrico, acrescentando que devem estar dentro desta dimensão pelo menos 50% dos grãos.

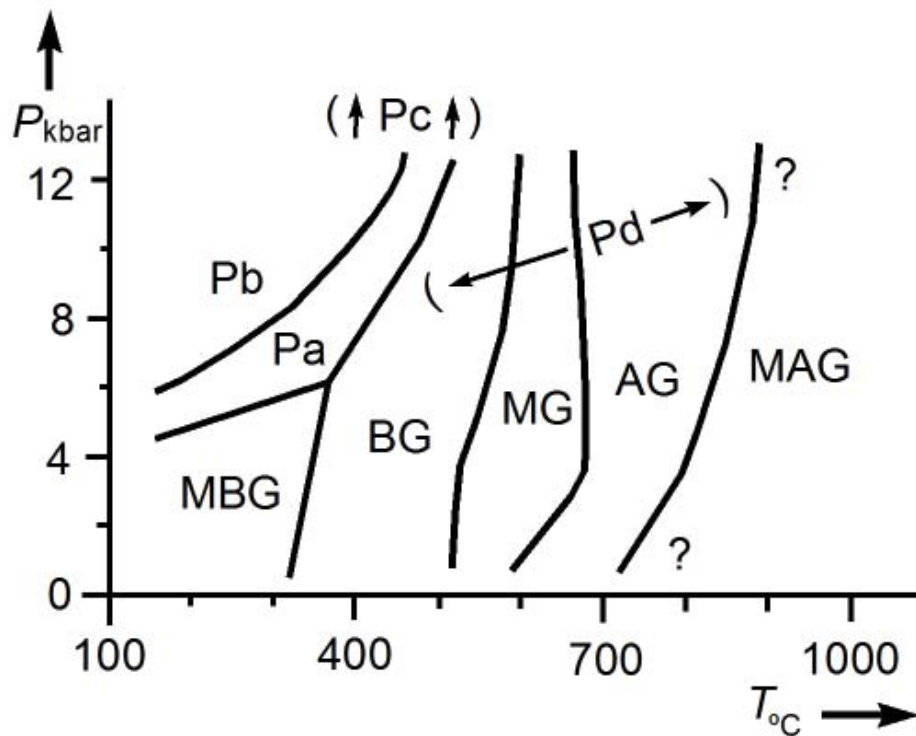


Figura 10 – Diagrama de campos de temperatura e pressão indicadores de graus de metamorfismo (adaptado de Fry, 1992/93).

Graus metamórficos – MBG: Muito Baixo Grau; BG: Baixo Grau; MG: Médio Grau; AG: Alto Grau; MAG: Muito Alto Grau; Pa, Pb, Pc, Pd: Pressões elevadas.

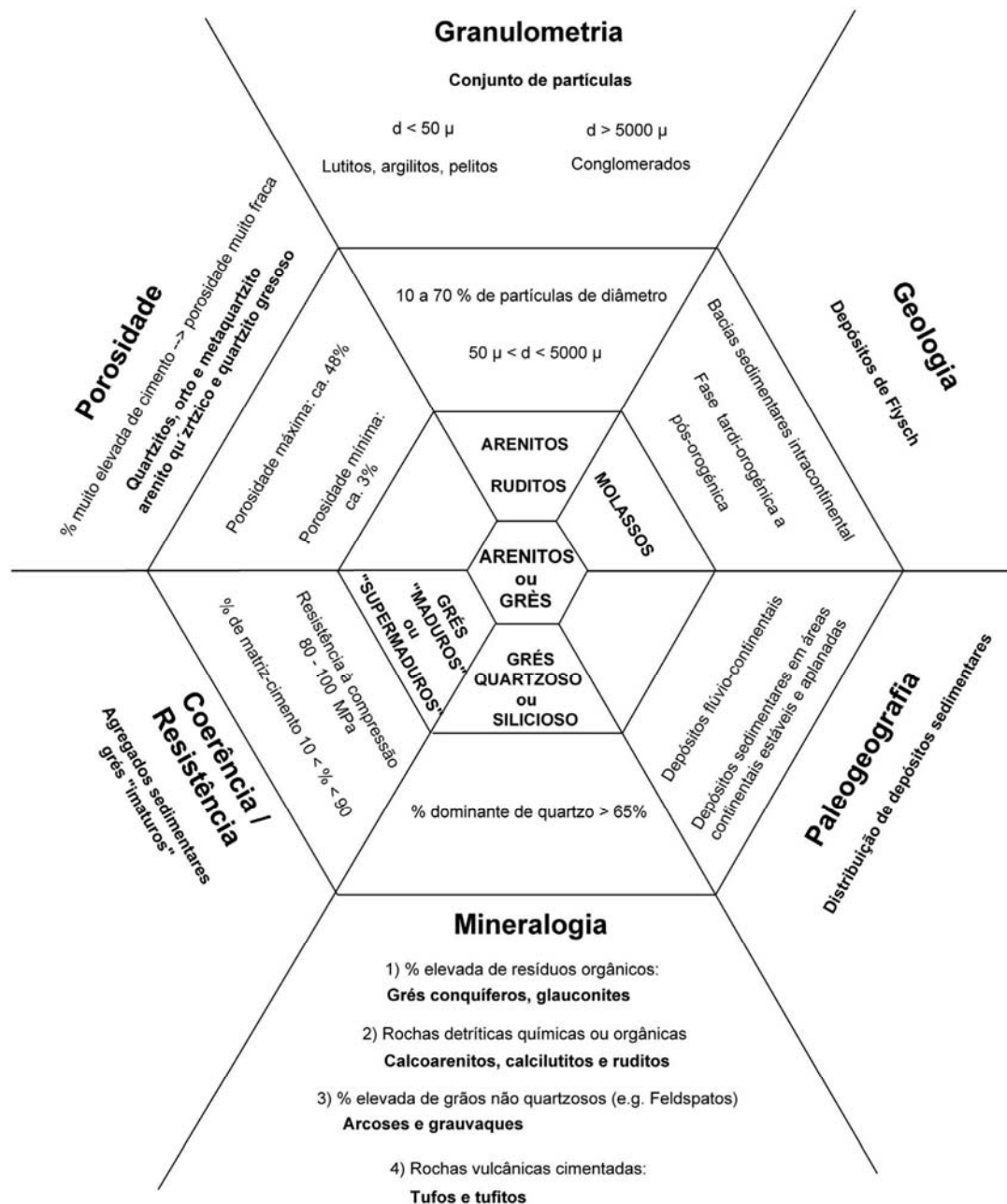


Figura 11 – Características mineralógicas e geológicas dos arenitos (adaptado e modificado de Mainguet, 1972)

3.2. As rochas quartzíticas: constrangimentos geomorfológicos e geológicos

A interpretação morfológica de relevos estruturais abrangendo aspectos resultantes da tectónica e da erosão diferencial, constitui uma temática de interesse para muitos investigadores ligados às geociências (e.g., O. Ribeiro, 1943; Tricart, 1957; Mainguet, 1972; Klein, 1973; Rebelo, 1975; Brum Ferreira, 1978; Romaní & Twidale, 1998). As cristas quartzíticas são, talvez, uma das formas estruturais mais relevantes que demonstram a importância da resistência à erosão dos materiais rochosos. De facto, a elevada resistência das bancadas quartzíticas quando comparada com as rochas envolventes destaca-se, geralmente, por relevos que marcam a paisagem, com elevações rigidamente alinhadas e, em regra, alongadas, tomando a forma de crista.

Na área em estudo surgem também uma série de formas alveolares. As formas alveolares surgem do compromisso entre a arenização e a evacuação espasmódica de materiais, e ocorrem sobretudo em áreas graníticas anteriormente aplanadas (Rochette Cordeiro, 1992a,b). Estas formas encontram-se normalmente associadas ao clima mediterrânico, com temperaturas relativamente elevadas na estação seca e com uma estação húmida bem marcada, que favorece uma meteorização química da rocha. Por sua vez, a estação húmida com chuvas intensas e concentradas favorece a remoção do material litológico anteriormente alterado. No entanto, o factor estrutural e a diferença de comportamento em relação à alteração química das diferentes rochas são factores importantes a considerar. Um exemplo desta situação encontra-se na denominada faixa blastomilonítica de Oliveira de Azeméis (Brum Ferreira, 1978; Rochette Cordeiro, 1992a,b) ou, na terminologia actual, designada como faixa de cisalhamento de Porto – Albergaria-a-Velha – Tomar (s.s.).

Os ‘inselbergs’ são outro tipo de forma característica ligado à erosão diferencial. Estas formas são “(...) *cadenas montañosas, sierras y colinas aisladas, que se destacan abruptamente de las llanuras que los rodean, como islas en el mar.*” (Vidal Romaní & Twidale, 1998). Segundo estes autores, as formas referidas estão normalmente associadas aos granitos, mas podem também ocorrer noutros tipos de rocha, tais como os quartzitos.

Os ‘inselbergs’, e outras formas análogas (‘bornhardts’, ‘nubbins’, ‘castle-koppies’,...), foram durante muito tempo, atribuídos, do ponto de vista genético, unicamente ao clima. Vidal Romaní & Twidale (1998) referem que alguns autores relacionaram-nos com meios marinhos e, outros autores, com meios glaciares; enquanto que outros investigadores com meios tropicais. Assim, a remoção do material meteorizado seria responsável pela exposição das partes mais resistentes do maciço rochoso. Este tipo de relevo é, portando, originado em duas fases distintas: i) alteração, predominantemente química, do maciço rochoso. ii) remoção do material alterado, e exposição dos relevos de resistência resultantes. Contudo, estudos recentes apontam novas contribuições para a sua génese. Vidal Romaní & Twidale (1998) sugerem que “(...) *hay cuatro argumentos principales: argumentos que implican fallado, control litológico, contrastes entre la densidad de facturación e interferencia entre pliegues.*”

As cristas quartzíticas são, talvez, as formas mais imponentes ligadas às questões de resistência da rocha e erosão diferencial. De facto, a grande competência dos quartzitos (em termos de dureza relativa do material rochoso), quando comparada com as rochas envolvidas, dão origem ao desenvolvimento de relevos característicos, com formas rigidamente alinhadas e, em regra, alongadas, tomando a forma de crista.

As áreas onde abundam rochas quartzíticas, por comparação com outras rochas, apresentam cursos de água com um traçado e perfil transversal intimamente relacionados com estruturas geológicas planares (e.g., falhas, fracturas,...). A rede de drenagem adapta-se mais eficientemente a estas estruturas nas litologias quartzíticas que noutras rochas. Também o perfil longitudinal dos cursos de água sofre uma série de acidentes quando estes cursos de água atravessam rochas quartzíticas. Podem formar-se cataratas, cascatas, rápidos ou apenas “ressaltos”, sendo este último tipo o mais comum. As explicações clássicas relacionavam estas formas apenas com os factores litológicos, e mais raramente, com factores tectónicos (figura 12 e 13). Para Tricart (1957), os “ressaltos” dos cursos de água explicam-se genericamente da seguinte maneira: “ (...) la très grande difficulté qu’ont ces rivières à réduire les irrégularités de leur profil longitudinal nées des influences lithologiques, ou dans cas plus rares, de dislocations tectoniques”.

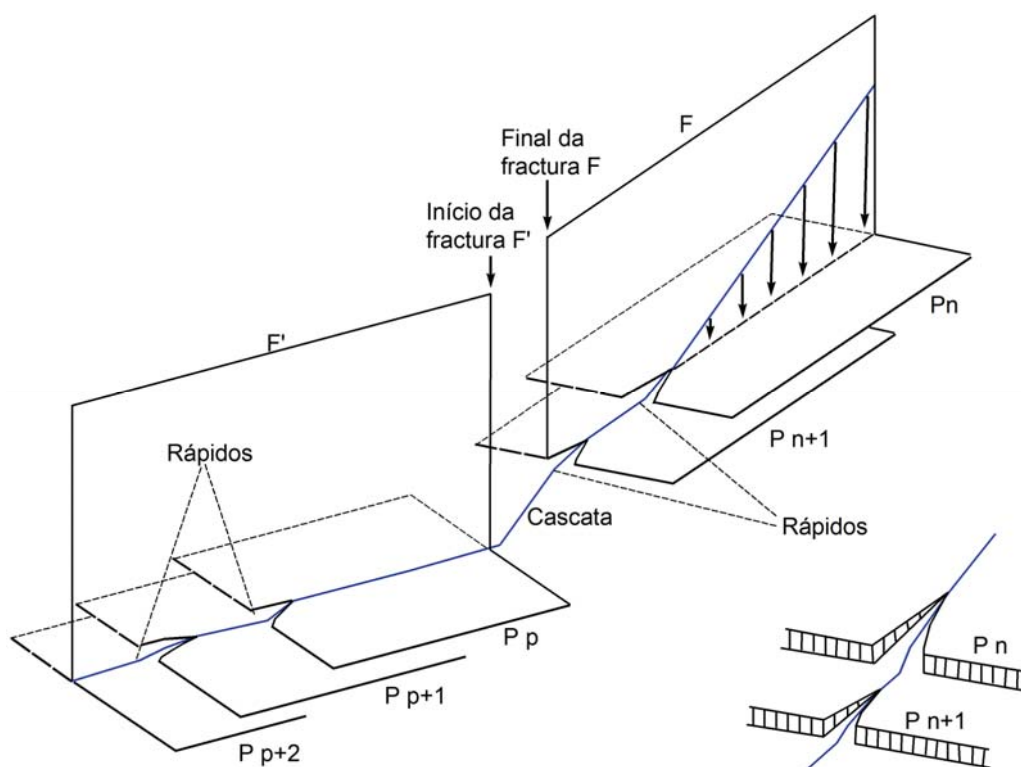


Figura 12 – Influência dos níveis de maior competência (i.e., menor permeabilidade dos planos estruturais [Pn / Pp] dos maciços rochosos) desencadeando fenómenos de erosão regressiva na formação de rápidos e cascatas (adaptado de Mainguet, 1972)

Mais recentemente, os factores tectónicos ganharam importância (figura 13), e são ponderados novos factores, tais como, a zona de ocorrência da litologia quartzítica, a influência dos níveis (materializados por camadas geológicas) de maior competência levando ao desencadear de fenómenos de erosão regressiva (figura 14). Estes aspectos serão novamente focados nos próximos capítulos, e referidos no sector em estudo.

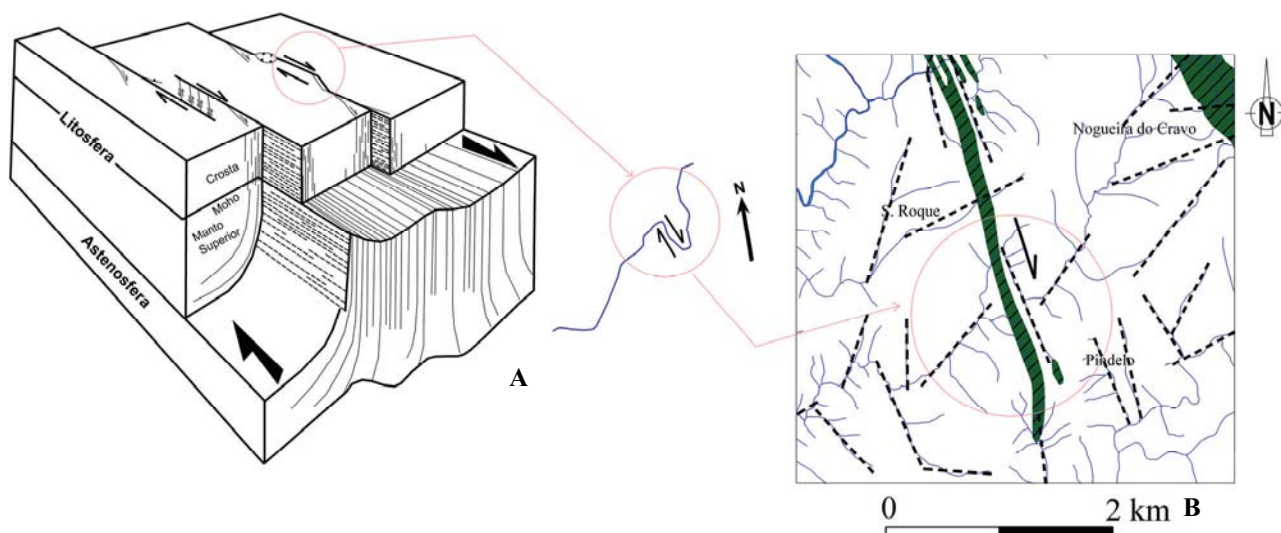


Figura 13 – Zonas de cisalhamento intra-placa, e a sua relação com a organização da rede de drenagem. a) Adaptado de Storti et al. 2003; b) Caso de estudo.

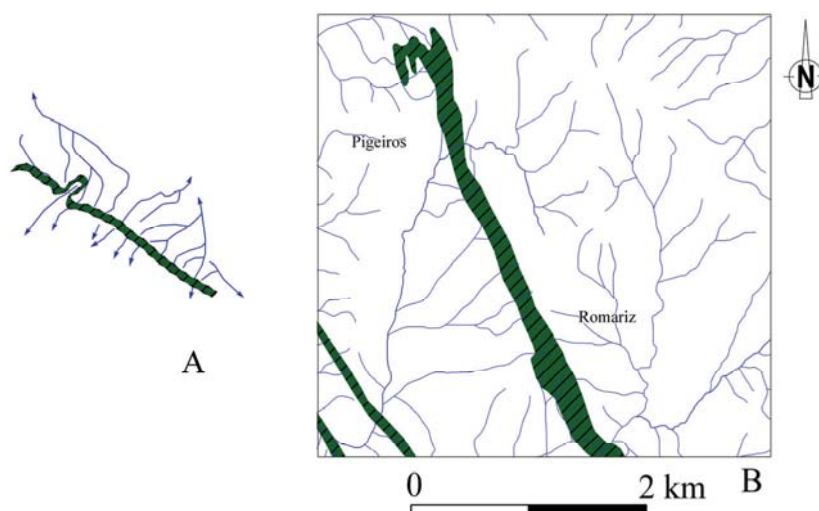


Figura 14 – Padrão de drenagem assimétricos em áreas de grande resistência e /ou de soerguimento. a) adaptado de Cunningham et al. (2003); b) Caso de estudo.

3.3. Os afloramentos quartzíticos em Portugal Continental

Os afloramentos quartzíticos em Portugal apresentam-se normalmente acompanhados por rochas xistosas. As rochas quartzíticas correspondem, na maioria dos casos, a quartzitos de idade Ordovícica (Arenigiano), que sofreram um forte dobramento e deformação durante o ciclo Varisco (são, também, muitas vezes referidos na literatura geológica da Península Ibérica como quartzitos Armoricanos). A sua maior resistência relativamente às rochas envolventes, normalmente xistos, faz com que as rochas quartzíticas se salientem na paisagem, originando relevos imponentes. Quando estes não estão presentes no topo das elevações, surgem salientes nas vertentes das elevações onde se integram, tendo um papel local importante relativamente à erosão.

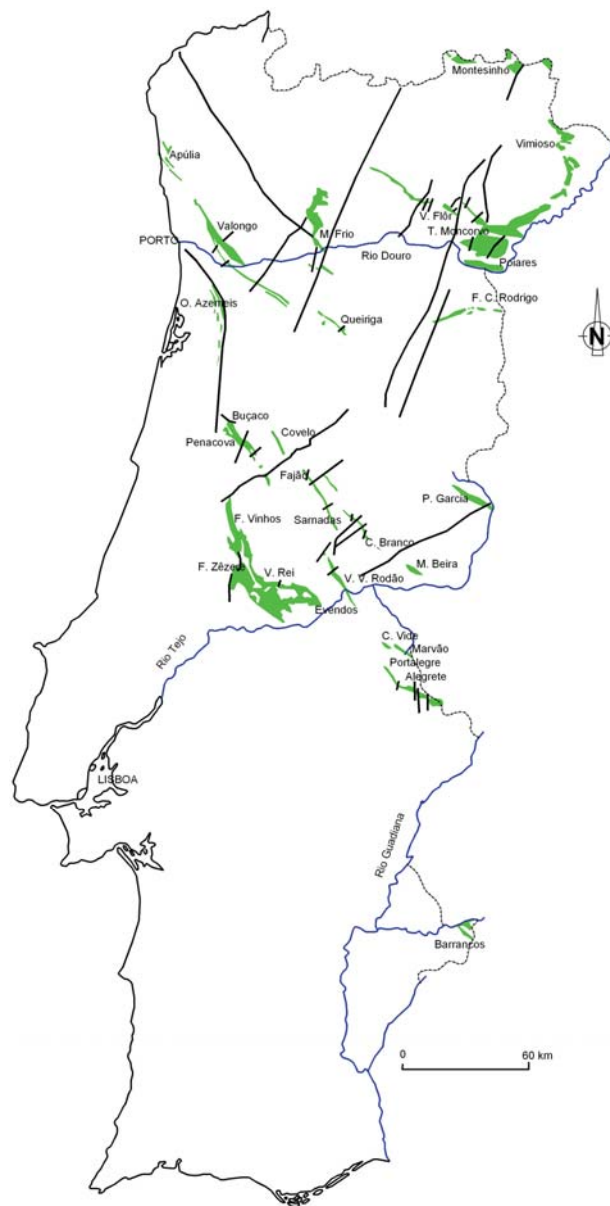


Figura 15 – Afloramentos quartzíticos em Portugal Continental (adaptado de Teixeira, 1981).

Os afloramentos ordovícicos estão muito bem representados em todo o país (figura 15), tendo já sido estudados, quer na perspectiva geológica quer na geomorfológica, por muitos investigadores nacionais e estrangeiros (e.g., Delgado, 1877, 1908; O. Ribeiro, 1943; Soares de Carvalho, 1946b; Rebelo, 1975, 1984, 1985; Romano & Diggens, 1973/74; Ribeiro, 1974; Teixeira, 1981; Rebelo, 1983/85; Romano, 1982, 1991; Oliveira et al., 1992a; Couto et al., 1997). Segundo Teixeira (1981), os afloramentos ordovícicos são formados essencialmente por quartzitos, que *“pela dureza e consequente resistência à erosão, originam alguns dos relevos mais importantes do país, situados, regra geral, na direcção NW-SE, devido à orientação que lhe imprimiram os dobramentos hercínicos.”*

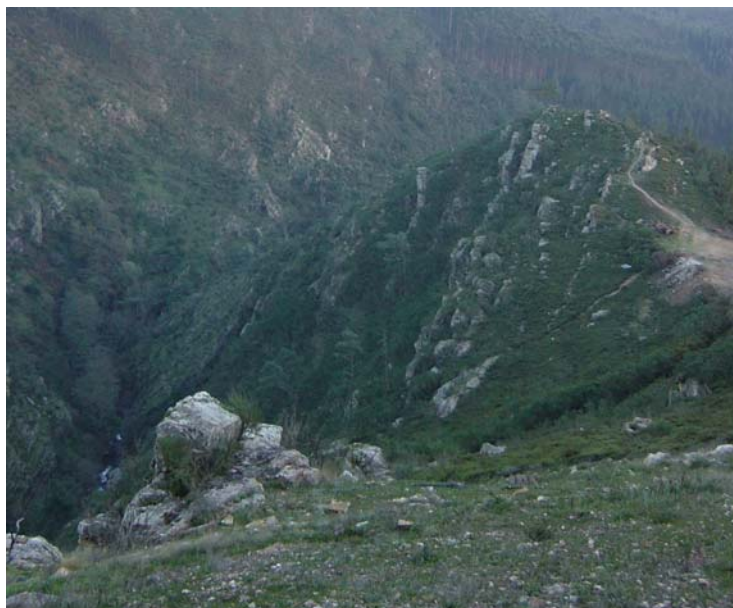


Figura 16 – Afloramentos quartzíticos do Anticlinal de Valongo – vale do Rio Mau.



Figura 17 – Megadobramentos em quartzitos do Anticlinal de Valongo, junto à Sra. do Salto, no rio Sousa.

O afloramento de Valongo (figuras 16 e 17), por exemplo, é formado por uma megaestrutura anticlinal, com uma superfície axial do dobramento inclinada 60° - 70° NE, e contacta, a ocidente, por falha regional (Delgado, 1908;

Romano & Diggens, 1973/74; Teixeira, 1981; Couto et al., 1997). O megadobramento, formado no Paleozóico inferior, devido à maior rigidez das camadas quartzíticas, originou a fracturação do conjunto metassedimentar ao longo do seu eixo. Este anticlinal, ainda que interrompido em alguns pontos, prolonga-se para Noroeste, em direcção a Apúlia, onde afloram rochas quartzíticas, e para Sudeste do rio Douro, passando por S. Domingos (Castelo de Paiva), Canelas (Arouca), S. Macário (S. Pedro do Sul), terminando próximo da localidade de Queiriga (V. N. Paiva).

Em Trás-os-Montes os afloramentos ordovícicos são abundantes (Ribeiro, 1974), como se observa na figura 15. Em primeiro lugar, merece referência a serra do Marão (Coke, 2000). As rochas de idade ordovícica ocupam, neste caso, uma área importante, materializando os pontos mais elevados da serra do Marão. Constituem cristas importantes, como nos casos do Alto do Marão, da Senhora da Serra, do Portal do Homem e das Fragas da Ermida. Quando não ocupam os pontos mais elevados, salientam-se nas vertentes, pela sua resistência, em pequenas cristas. Estas rochas patenteiam, usualmente, mega e macro-dobras bem visíveis em muitos pontos da serra, revelando as tensões tectónicas e deformação intensa que afectaram estes materiais sobretudo aquando do seu soerguimento (Teixeira, 1981). A tectónica e a estrutura serão os factores decisivos e de maior importância para o modelado, superando o papel da litologia. Já em 1962, Ribeiro et al., referiam vários aspectos referentes à serra do Marão, nomeadamente a discordância angular entre os terrenos do “Complexo Xisto-Grauváquico” (Proterozóico Superior / Câmbrio [?]; Couto et al., 1997) e os do sistema Ordovícico, o reconhecimento da ocorrência de um conglomerado na base do Ordovícico [Tremadociano] (muito grosseiro e poligénico), e o estreito relacionamento entre as características morfológicas e a natureza dos materiais geológicos, nomeadamente dos que dizem respeito ao Ordovícico.



Figura 18 – Afloramento quartzítico do Penedo Durão, Freixo de Espada – à – Cinta.

Merecem também referência, no contexto dos afloramentos quartzíticos do País, os afloramentos da região de Moncorvo (Rebelo, 1983/85; Rebelo & Romano, 1986). A estrutura geológica mais importante da área é claramente o sinclínio Ordovícico – Silúrico de Moncorvo, de eixo aproximadamente E-W, ladeado a Norte pela antiforma ocupada pelos granitos Variscos de Carviçais, e a S, E e W pelas rochas metassedimentares do Complexo Xisto-Grauváquico, e onde foram identificados pelos autores anteriormente citados quartzitos com icnofósseis (*Cruziana*). Este dá origem a abruptos enormes, como é o caso do Penedo Durão (figura 18), de onde se tem magnífica vista sobre o rio Douro (fig. 14). Na estrada de Freixo de Espada – à – Cinta para Barca D’Alva, nas vertentes da Ribeira dos Mosteiros, as macrodobras patenteiam a enorme deformação sofrida pelos quartzitos (figura 19).



Figura 19 – Dobras em quartzitos (Ribeira dos Mosteiros, Barca D’Alva).



Figura 20 – Afloramentos quartzíticos do v.g. de Montesinho.

Na região de Murça e de Mogadouro desenvolvem-se também importantes afloramentos quartzíticos, apesar de interrompidos, por vezes, por intrusões graníticas. No Nordeste Transmontano afloram também os quartzitos em Vimioso e em Montesinho (figura 20) aflorando importantes manchas de quartzitos ordovícicos (Ribeiro, 1974; Teixeira, 1981).



Figura 21 – Afloramento quartzítico do Marvão.

Nas Beiras Alta e Baixa, os quartzitos afloram na Serra da Marofa, entre Figueira de Castelo Rodrigo e o Rio Côa, definindo uma megaestrutura em sinclinal. Outros afloramentos surgem em Lamego, em Arganil, em Figueiró dos Vinhos (Teixeira, 1981). Merecem também referência os afloramentos imponentes de Penha Garcia, entre Salvador e Monfortinho, de Castelo Branco, do sinclinal de Vila Velha de Ródão e do Marvão (figura 21).

No Alentejo, são referidos os afloramentos do sinclinal de Portalegre, e os pequenos afloramentos de Barrancos (Oliveira et al., 1992a).

Na Beira Litoral, afloram dois sistemas importantes de quartzitos ordovícicos. Um dos mais importantes e estudados localiza-se nas proximidades do Buçaco, chamado por vezes *maciço marginal de Coimbra* (O. Ribeiro, 1949; Rebelo, 1985; Daveau et al., 1985/86). Aqui define-se um sistema em sinclinal, com a zona axial ocupada por terrenos silúricos e os flancos pelos terrenos de idade ordovícica (Delgado, 1908). A competência dos quartzitos, aliada a escarpas de falha, gera aqui paisagens acidentadas de rara beleza. O soerguimento colocou à mesma altitude quartzitos e xistos, bem menos resistentes, que os materiais quartzíticos. Este afloramento é cortado pelo rio Mondego (em Penacova) e pelo rio Ceira (na Sr.^a da Candosa), em gargantas apertadas, adaptando-se a diversas fracturas que cortam os quartzitos (Rebelo, 1985).

Mais a Norte de Coimbra, surge outro importante afloramento quartzítico — de Soutelo (fig. 22) —, sendo um dos objectos deste estudo. Trata-se do sector entre Caldas de S. Jorge (Lourosa) e Águeda. De facto, na literatura das geociências e na cartografia geológica publicada, apenas era conhecido o afloramento que “morre” no rio Vouga, junto a Carvoeiro (Delgado, 1908; Teixeira, 1981; Oliveira et al., 1992b; Figueiredo, 1996; Chaminé, 2000). Estudos recentes de Chaminé et. al. (2004) e de Teixeira et al. (2005, 2006) e, posteriormente, levantamentos geológicos no âmbito do presente trabalho revelaram a existência de quartzitos a Sul do rio Vouga, próximo da localidade de Soutelo (figura 22) e, ainda, a Norte de Águeda, em afloramentos imponentes, junto à localidade de Arrancada do Vouga (figura 23).



Figura 22 – Afloramento quartzítico de Soutelo, na margem sul do Rio Vouga, durante as obras de construção da Auto-Estrada A25.



Figura 23 – Afloramento quartzítico de Arrancada do Vouga, Norte de Águeda.

4. O domínio estrutural das cristas quartzíticas de Caldas de S. Jorge – Águeda (NW de Portugal): o caso de estudo

4.1. Generalidades

Do ponto de vista geológico (figura 24) a região entre Caldas de S. Jorge (E de Espinho) e Arrancada do Vouga (N de Águeda) integra-se numa faixa metamórfica, com direcção geral NNW–SSE, que se prolonga desde os arredores do Porto (Foz do Douro) até Tomar, passando por Espinho e Albergaria-a-Velha, Coimbra, Espinhal e Alvaiázere, e que se designa por faixa de cisalhamento de Porto–Coimbra–Tomar (Gama Pereira, 1987; Chaminé, 2000; Chaminé et al., 2003c).

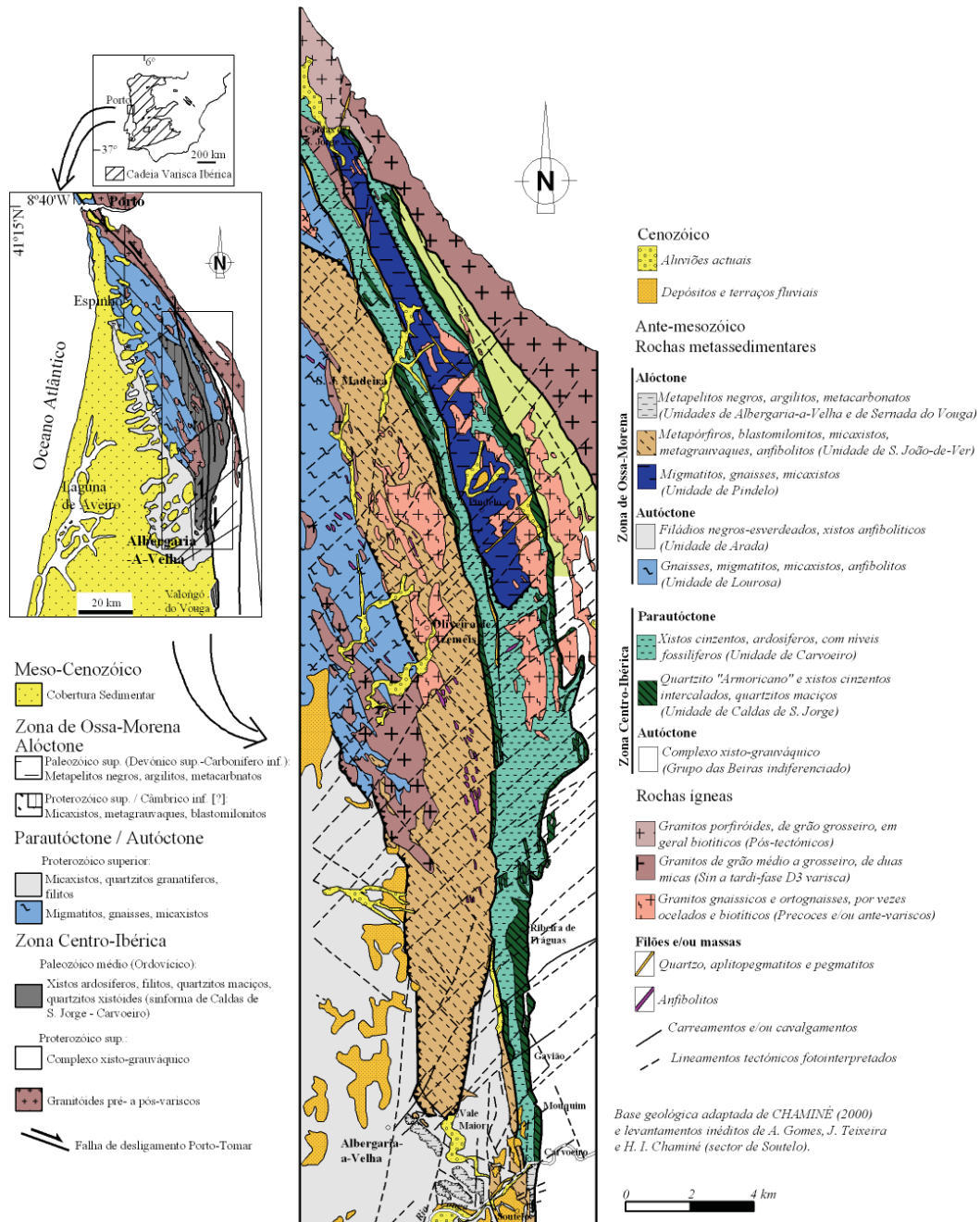


Figura 24 – Mapa geológico regional da área entre Caldas de S. Jorge e Carvoeiro (Leste de Albergaria-a-Velha), faixa de cisalhamento de Porto – Coimbra – Tomar (adaptado de Chaminé, 2000; Chaminé et al., 2004).

A faixa metamórfica referida, formada por rochas de idade proterozóica média-superior (Gama Pereira, 1987; Beetsma, 1995; Noronha & Leterrier, 2000), faz parte do Terreno Autóctone Ibérico (Ribeiro et al., 1990), e inclui-se maioritariamente na Zona de Ossa-Morena (ZOM) contactando localmente a oriente, por intermédio da denominada faixa blastomilonítica de Oliveira de Azeméis (Ribeiro et al., 1979, 1980), com a Zona Centro-Ibérica (ZCI) da Cadeia Varisca Ibérica (Lotze, 1945; Julivert et al., 1974; Dias & Ribeiro, 1993). As rochas granitóides e filonianas ocupam uma área considerável na região, denunciando sobretudo eventos tectonomagmáticos concomitantes com os diversos períodos de instalação relativamente à orogenia varisca ou anterior (Severo Gonçalves, 1974; Noronha & Leterrier, 2000; Chaminé, 2000; Chaminé et al., 2003c). Uma parte substancial da região, em especial, a área compreendida entre o Sul de V. N. de Gaia e Aveiro, está ocupada por depósitos de cobertura (aluviões, areias de praia e dunas actuais) de idade holocénica e/ou plistocénica; a restante área está ocupada por depósitos sedimentares (fluviais e aluviais) de idade plio-plistocénica (Araújo, 1991; Rocha, 1993; Araújo et al., 2003).

Definiram-se, recentemente, as seguintes unidades tectonoestratigráficas incluídas, do ponto de vista geotectónico, no bordo da ZOM (Chaminé, 2000; Chaminé et al., 2003b), a saber: I) *sector da cidade do Porto*: situado junto à orla litoral entre a foz do rio Douro e o Forte S. Francisco Xavier. Neste sector afloram metamorfitos que se incluem em duas unidades tectonoestratigráficas: a Unidade de Lordelo do Ouro (micaxistos e quartzo-tectonitos) e a Unidade dos Gnaisses da Foz do Douro (gnaisses, migmatitos e blastomilonitos). Estas unidades definem no seu conjunto o designado Complexo Metamórfico da Foz do Douro (Noronha & Leterrier, 2000), parte integrante do bordo oeste da ZOM; II) *sector de Espinho – Albergaria-a-Velha*: para a ZOM, as Unidades de Lourosa inferior e superior, a Unidade de Espinho e a Unidade de Arada (unidades do parautóctone e autóctone relativo), e a Unidade de Pindelo bem como a Unidade de S. João-de-Ver como unidades do alóctone; para a ZCI, a Unidade de Carvoeiro e a Unidade do Quartzito ‘Armoricano’ de Caldas de S. Jorge, como unidades do parautóctone.

A faixa de cisalhamento de Porto – Coimbra – Tomar, no seu segmento entre Porto – Albergaria-a-Velha – Águeda (s.s.) corresponde a uma faixa com uma série de acidentes tectónicos de 1ª e de 2ª ordem de extensão local de ca. 80km por ca. 5km de largura. Estas falhas regionais são caracterizadas por corresponderem a cisalhamentos, com direcção N-S a NNW-SSE, com movimentação direita por vezes muito forte consoante o comportamento reológico do material face à deformação. É possível distinguir acidentes maiores (ou ramos) desta faixa de cisalhamento entre a região do Porto e Albergaria-a-Velha que tomam as seguintes denominações, designadamente (Chaminé, 2000): i) *ramo Oeste da faixa de cisalhamento de Porto – Albergaria-a-Velha*: desenvolve-se desde a região de Carvoeiro – Mouquim (Albergaria-a-Velha) até próximo a Fiães, pondo em contacto as unidades da ZOM com as unidades do Paleozóico inferior da ZCI (sinforma de Carvoeiro – Caldas de S. Jorge); nesta última localidade materializa-se por falhas discretas, com direcção NW-SE, no granitóide pós-tectónico de Lavadores. Este segmento da faixa de cisalhamento passa na cidade do Porto, entre a Arrábida e o Castelo do Queijo (Forte de S. Xavier), contactando tectonicamente com o Complexo Metamórfico da Foz do Douro (ZOM) e o granitóide sin-tectónico do Porto, localmente orientado e deformado (Noronha & Leterrier, 2000; Chaminé et al., 2003b); ii) *ramo Leste da faixa de cisalhamento de Porto – Albergaria-a-Velha*: corresponde ao contacto tectónico, com orientação média NNW-SSE, que se faz entre o

quartzito 'Armoricano' e o Complexo Xisto-Grauváquico (Grupo das Beiras indiferenciado) desde a região de Caldas de S. Jorge até Ribeira de Fráguas – Carvoeiro; iii) outros acidentes, sub-paralelos aos anteriores, com alguma importância regional e que se enquadram na faixa de cisalhamento em apreço (e.g., falha do Porto, falha do “Filão Metalífero das Beiras”, falha de Pigeiros – Milheirós de Poiares – Pindelo).

Para além dos acidentes que acabamos de descrever, foi também reconhecida uma rede de acidentes tectónicos de natureza frágil, gerada durante as fases tardi- a pós-variscas, que se encontra em regra subordinada aos sistemas de fracturação de atitudes NNE-SSW a ENE-WSW e NW-SE a NNW-SSE (Chaminé, 2000). São também de alguma importância os sistemas de fracturas, com orientação N-S a NNW-SSE e suas conjugadas, discretas, E-W a NNE-SSW. Estes últimos alinhamentos, devido ao processo de reactivação de estruturas e como resposta de um substrato pré-deformado sujeito a um campo de tensões tectónicas, correspondem a direcções de cisalhamento dúcteis desenvolvidas nas fases tardias da orogenia varisca (e.g., Ribeiro et al., 1979; Ribeiro, 1984; Cabral, 1995).

Do exposto pode-se, então, concluir que a faixa de cisalhamento de Porto – Coimbra – Tomar (ZOM/ZCI) é constituída por megaestruturas de primeira ordem, podendo as falhas cartografadas ser interpretadas como diversos ramos do acidente tectónico principal e/ou estruturas secundárias associadas. Faixas de cisalhamento deste tipo sublinham habitualmente o contraste entre diferentes níveis crustais nos quais determinadas estruturas se manifestam com uma geometria típica, por exemplo, estrutura em flor, ou estrutura '*Riedel*' (e.g., Ribeiro, 2002). Estas geometrias reforçam a existência de vários ramos de um acidente tectónico principal ou de uma faixa de cisalhamento com estruturas dúcteis, ductéis-frágeis e frágeis.

4.2. Trabalhos prévios: uma síntese

A área em estudo foi, talvez pela sua complexidade, alvo de estudos desde muito cedo. São longínquas as primeiras referências à geologia da região entre Lourosa e Águeda. De facto, a primeira referência a esta área é, como menciona P. Choffat (1912-1913), da autoria do Barão d' Eschwege, que publicou em 1820 e 1833 dois estudos, com observações de campo: no primeiro refere-se aos terrenos antigos de Portugal, e no segundo à geologia entre a Foz do Douro e a Serra de Stª Justa (Valongo).

D. Sharpe, em 1849, publica "*On the Geology of the neighbourhood of Oporto, including the Silurian Coal and Slates of Vallongo*", obra onde é apresentada, pela primeira vez, a estrutura e a litologia desta área. Em termos cartográficos, Sharpe (1849) apresenta apenas um esboço da área entre Esposende (foz do Rio Cávado) e o Porto, deixando antever qual seria a continuação da estrutura para sul do Rio Douro (figura 25). Para Sul do Rio Douro, apenas surge a descrição das litologias aflorantes na antiga Estrada do Reino, entre o Porto e Aveiro, não havendo elementos cartográficos que representassem esta área. No entanto, apesar da estrutura regional ser tratada aqui de forma algo superficial, ela está presente nas descrições de Sharpe. A sua descrição aponta, em traços gerais, a sucessão litológica presente na área (nomeadamente, de Norte para Sul: granitos, micaxistos, granito da Feira, micaxistos e xistos cloríticos, xistos argilosos e finalmente arenitos avermelhados), assinalando inclusivé a discordância

estratigráfica dos arenitos avermelhados do Triásico com o substrato xistento, que considerava Silúrico (incluído por Chaminé (2000) no Proterozóico superior).

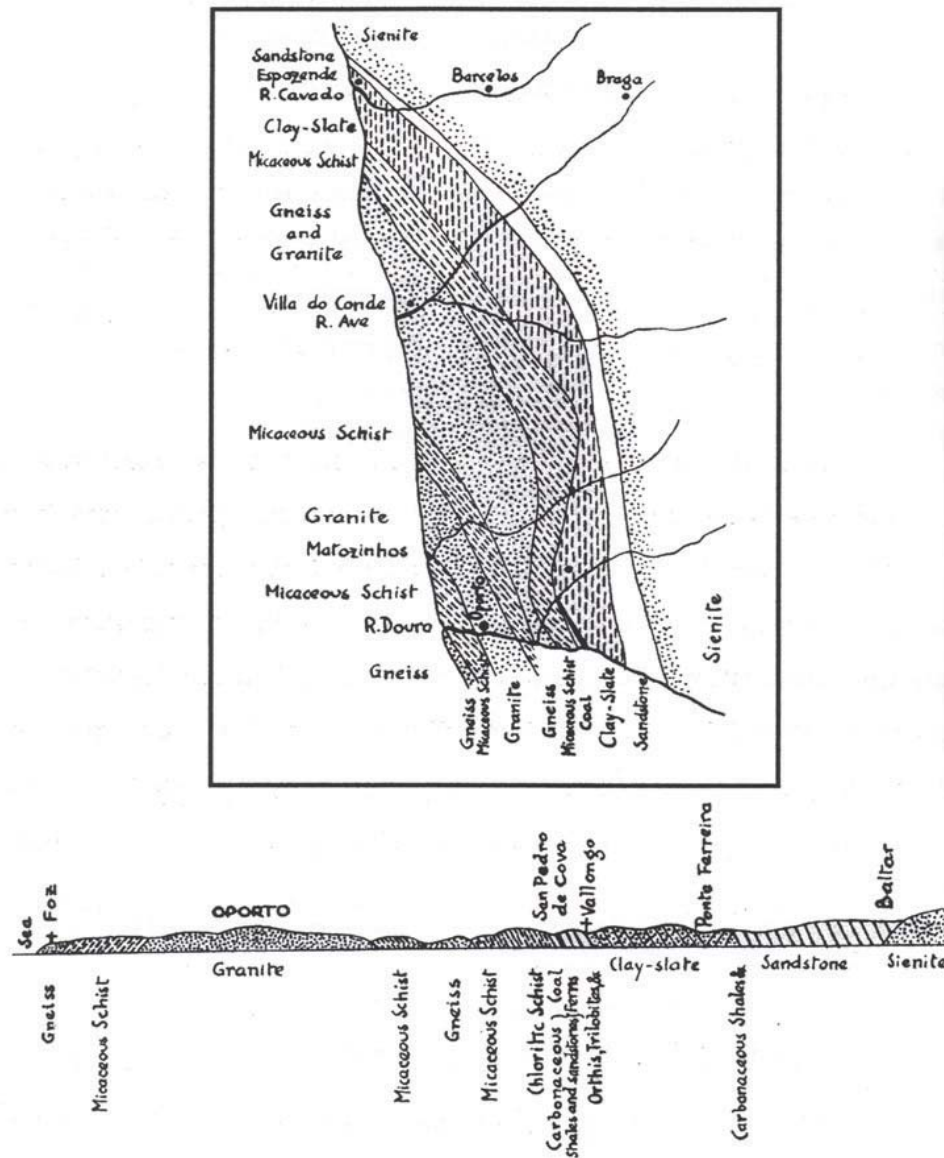


Figura 25 – Esboço geológico da faixa entre Porto e Espozende e perfil geológico esquemático entre a Foz do Douro (Porto) e Baltar (segundo Sharpe, 1849)

Posteriormente, em 1860, C. Ribeiro publica a "*Memória sobre o Grande Filão Metalífero que passa ao nascente d'Albergaria a Velha e Oliveira d' Azemeis*", trabalho no qual descreve o filão de quartzo mineralizado (actualmente designado por Filão Metalífero das Beiras) a rede filoniana associada e as rochas quartzíticas (figura 26). Apresenta também uma síntese cartográfica do mesmo desde as proximidades de Caldas de S. Jorge até Vale Maior (Albergaria-a-Velha), discutindo mesmo a sua continuidade para Sul. Numa breve nota posterior, C. Ribeiro (1870), sobre a

geologia de entre os Vales do Tejo e Douro, apenas faz referência às rochas aflorantes junto à linha de costa, nomeadamente às rochas xistentas cristalinas e granitos aflorantes entre Espinho e a Foz do Douro.



Figura 26 – Esboço geológico do "Grande Filão Metallífero" das Beiras segundo C. Ribeiro (1860).

Na 3ª edição da Carta Geológica de Portugal, à escala 1/500.000, de Delgado & Choffat, publicada em 1899 (a breve nota que serviu como notícia explicativa apenas foi publicada em 1901), considera-se pela primeira vez para esta região a existência de duas manchas litológicas. Estas correspondem, genericamente, a duas manchas distintas, de direcção NW-SE, das quais: a primeira, de idade "Câmbrica" (rubrica Cb), constituída por xistos e grauvaques azóicos; a segunda, referida como "Precâmbrico e Arcaico" (rubrica Z), composta por xistos luzentes, xistos anfíbolíticos e quartzitos, distinção esta feita apenas pela diferença no grau de metamorfismo dos terrenos.

No ano de 1905, Nery Delgado apresenta um importante trabalho de síntese relativo aos terrenos antigos aflorantes em Portugal, bem como uma primeira sistematização, à luz do conhecimento da época, dos terrenos "Precâmbricos e Arcaicos" em Portugal e em Espanha, avançando uma nova divisão relativamente à edição da Carta Geológica de Portugal de 1899. Três anos mais tarde, Nery Delgado (1908), elabora uma memória que sintetiza o conhecimento geológico sobre os terrenos pertencentes ao "Sistema Silúrico" em Portugal e tece, também, relevantes considerações sobre os terrenos de idade precâmbrica. Este trabalho é de extrema importância para a região em estudo, pois revela a descoberta em xistos, a Este de Albergaria-a-Velha, de restos fósseis de braquiópodes, muito deformados, de *Orthis noctilio* Sh., o que levou o autor a classificar o afloramento como pertencendo ao "silúrico inferior" (equivalente na cronoestratigrafia moderna ao sistema Ordovícico). Este pequeno retalho constituído por quartzitos e xistos acinzentados, com orientação geral N-S, a leste de Albergaria-a-Velha é considerado por Delgado

(1908) como a continuação do afloramento do Buçaco. Souza-Brandão refere-se, num estudo de 1914, sobre a petrografia das rochas precâmbricas do Distrito de Aveiro (1914a,b).

Em 1922, A. de Amorim Girão defende na Universidade de Coimbra a sua dissertação de doutoramento em “Ciências Geográficas”, em que apresenta um estudo da bacia hidrográfica do Vouga (figura 27). Apresenta, no seu estudo, vários mapas (o geológico que elaborou com base na cartografia de Nery Delgado & Paul Chofatt (1899), aqui reproduzido), e um modelo da região. Descreve, no trabalho “Ideia geral sobre a constituição geológica da Bacia do Vouga”, que o próprio reconhece ter sido “elaborado num curto espaço de tempo”, a sua ideia sobre a separação dos terrenos e uma descrição sucinta dos afloramentos das várias idades.

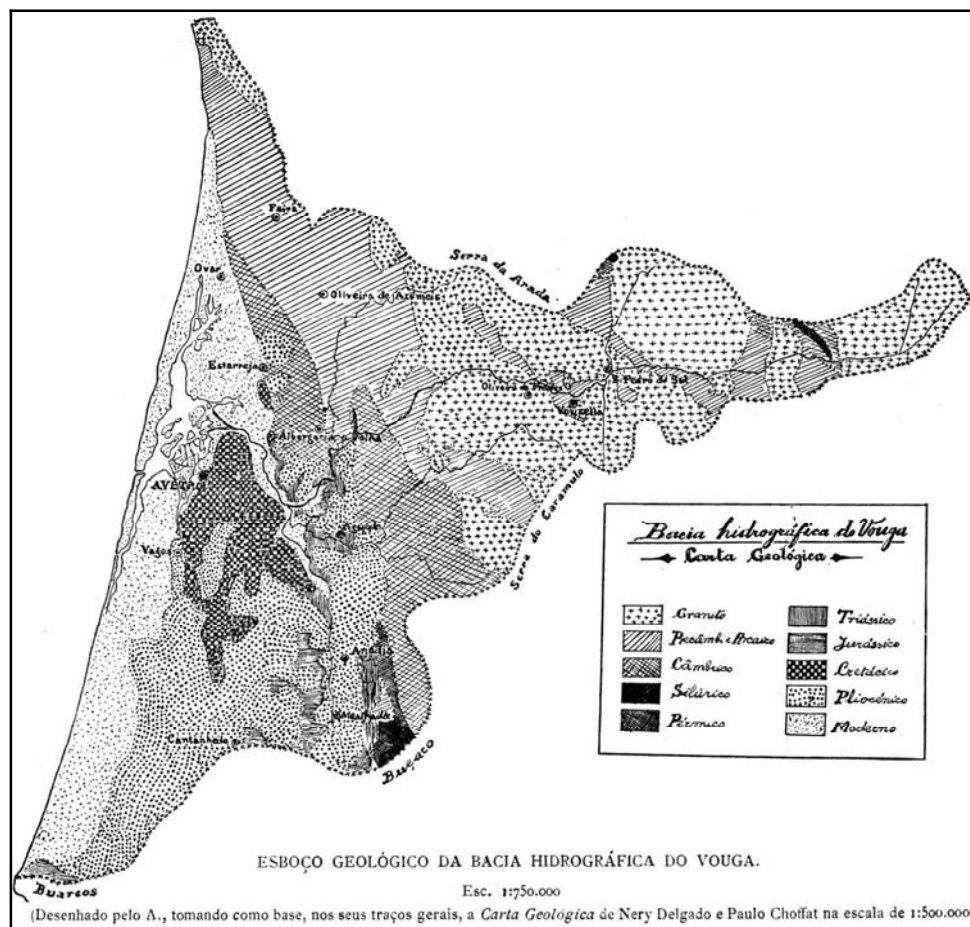


Figura 27 – Reprodução da visão da cartografia geológica da bacia hidrográfica do Vouga, segundo Girão (1922).

Em 1931, J. Carrington da Costa apresenta a sua dissertação de doutoramento à Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, sobre “O Paleozóico Português”. A sua *síntese e crítica* é uma obra essencialmente descritiva, enquadrada no espírito naturalista da época, parca em figuras, mas muito rica do ponto de vista das correlações cronoestratigráficas. Através das suas correlações entre as várias áreas (de todo o país, desde Valongo ao Vale do Guadiana), realizou a divisão do Paleozóico e correlacionou as diversas formações das idades a que chamou

“Câmbrico, Silúrico (*Ordoviciano e Gothlandiano*), Devónico e Antracolíptico (*Carbónico e Pérmico*). Em 1938 o mesmo autor publica uma nota intitulada “O Pôrto, Geografia – Geologia”, em que se refere pormenorizadamente aos afloramentos rochosos da cidade do Porto.

Dois anos antes, em 1936, Souto publicou um trabalho de divulgação sobre a geologia geral dos afloramentos ante-mesozóicos do Distrito de Aveiro (figura 28), apresentou uma síntese crítica sobre as principais ideias dos autores citados anteriormente e referindo-se também ao trabalho de Girão (1922), sobre a geografia da região da Bacia do Vouga. Acrescenta ainda alguns apontamentos das suas observações de terreno, e apresenta um mapa geológico que reproduz os traços gerais da cartografia de Delgado & Chofatt de 1899.

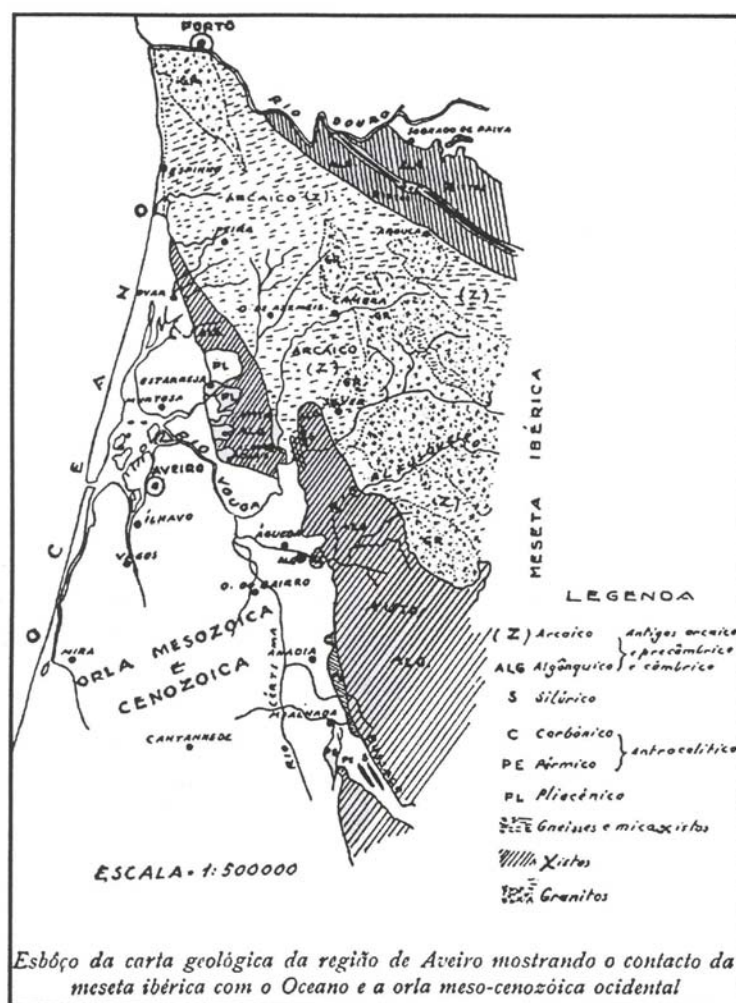


Figura 28 – Reprodução do esboço geológico da região de Aveiro apresentado por Souto (1936). De notar que este mapa geológico foi extraído da 3ª edição da Carta Geológica de Portugal, escala 1/500.000 (Delgado & Choffat 1899) e sintetizou o conhecimento cartográfico regional por mais de 60 anos.

Já nas décadas de 40 e de 50, do século XX, os trabalhos foram mais localizados, subordinando-se a pontos restritos da faixa de cisalhamento, e centrando-se principalmente em estudos geotectónicos de índole regional (Freire

de Andrade, 1938-1940; Soares de Carvalho, 1945b, 1946b, 1947), e estudos petrográficos (Soares de Carvalho, 1944, 1946a, Mesquita 1952).



No período de 1944 a 1949, Soares de Carvalho apresenta um conjunto relevante de trabalhos, dando à estampa uma série de publicações geológicas sobre as rochas ante-Triásicas da região de Oliveira de Azeméis. Em 1944, faz considerações de índole litológica e petrográfica sobre a região de Oliveira de Azeméis, e apresenta um esboço geológico para a área entre esta cidade e a de S. João-da-Madeira (figura 29).

No ano seguinte publica dois artigos, ambos sobre Oliveira de Azeméis: o primeiro dos quais sumaria as ocorrências de anfibolitos e descreve a sua petrografia (Soares de Carvalho, 1945a), e o segundo expõe as observações de carácter tectónico e de fracturação regional (Soares de Carvalho, 1945b), em que salienta a importância das direcções NNE-SSW, NE-SW e NW-SE. Publica também um mapa para região entre S. João da Madeira e Oliveira de Azeméis, que aqui se reproduz (figura 30).

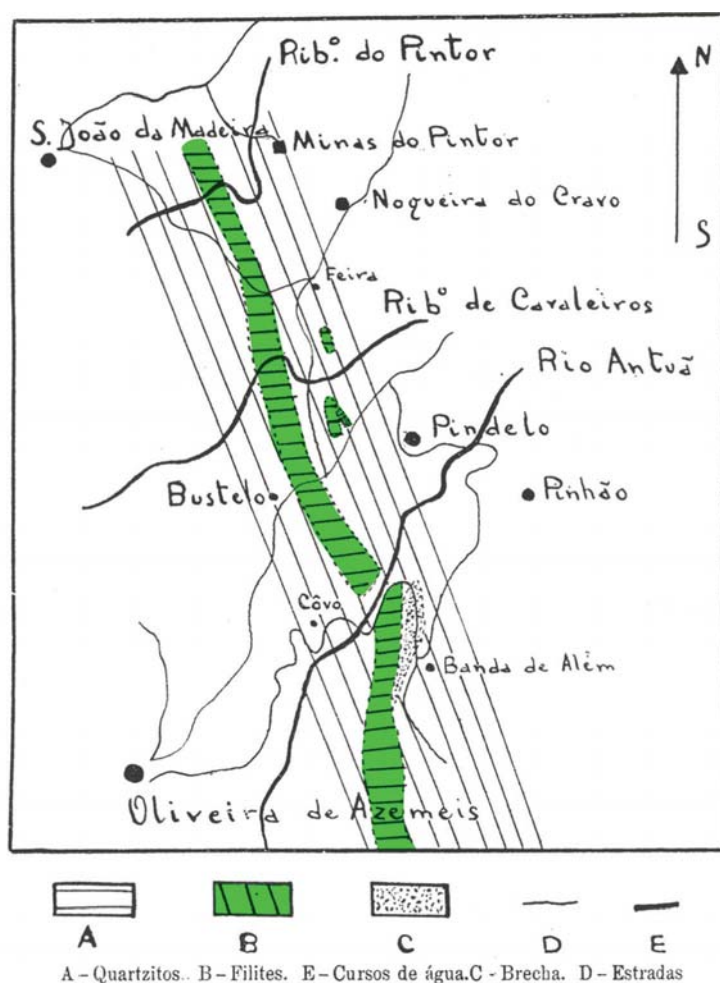


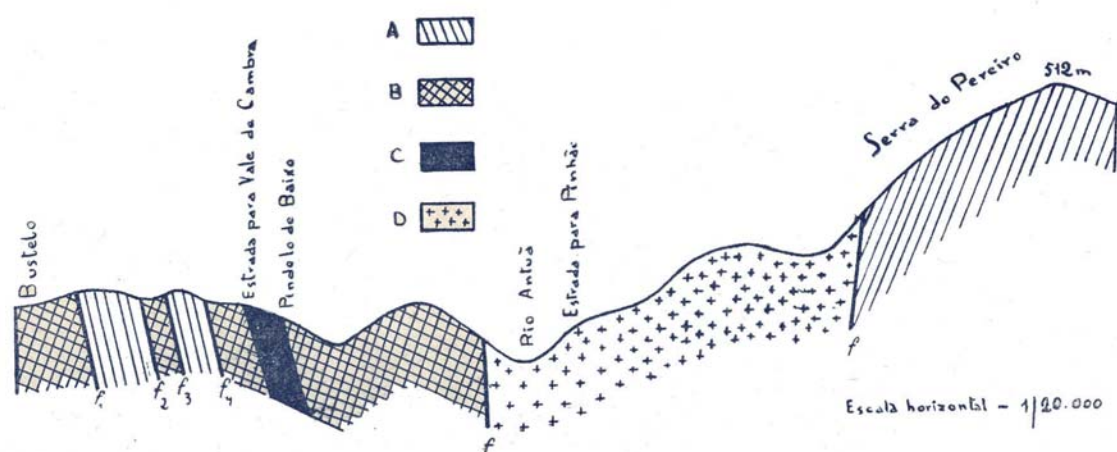
Figura 30 – Esboço geológico da região entre S. João da Madeira e Oliveira de Azeméis, apresentado por Soares de Carvalho em 1945 (destacamos a verde as manchas quartzíticas cartografadas pelo autor).

No seguimento do seu trabalho sobre o concelho de Oliveira de Azeméis, publica em 1946 três artigos:

1. Mostra dois perfis geológicos interpretativos (Soares de Carvalho, 1946a), em que defende uma estrutura em anticlinal, tombada a deitada, segundo ele formada em tempos hercínicos, mas modificada por movimentos que considera dos tempos cenozóicos (figura 31);

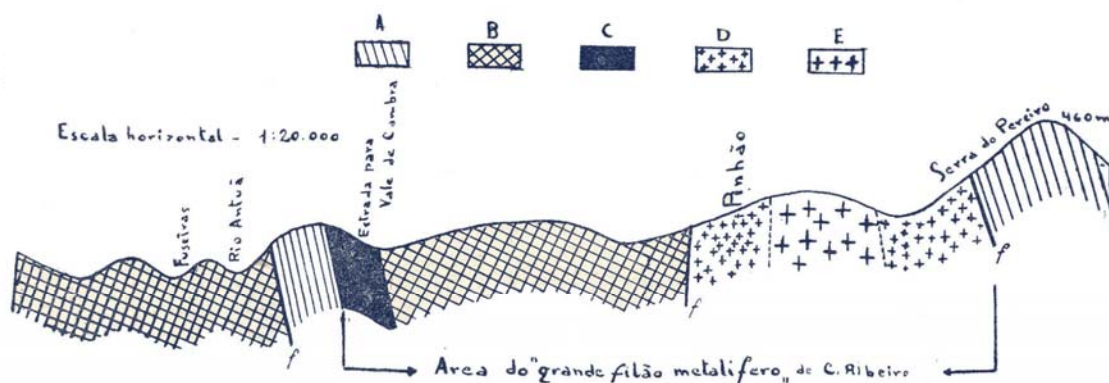
2. Um outro trabalho em que esboça uma bio-bibliografia sobre diversos Geólogos portugueses e seus trabalhos nesta região (Soares de Carvalho, 1946c);

3. Um terceiro que é no fundo uma breve nota geológica que inclui a margem direita do Rio Caima, com uma referência particular aos quartzitos e xistos do Alto da Pedra Aguda (Soares de Carvalho, 1946b). Nesta última publicação dá grande ênfase aos estudos efectuados anteriormente na região por C. Ribeiro (1860).



PERFIL I — Perfil traçado segundo a direcção E-W e que passa por Bustelo e pela Serra do Pereiro

- A — Quartzitos
- B — Brecha quartzítica
- C — Filites
- D — Granito



PERFIL II — Perfil traçado segundo a direcção E-W e que passa pela Serra de Pereiro e Fuseiras

- A — Quartzitos
- B — Filites
- C — Brecha quartzítica
- D — Granito de grão fino
- E — Pegmátito granítico

Figura 31 — Perfis interpretativos da Serra do Pereiro (Soares de Carvalho, 1946a)

Em 1947, continuando a sua vaga de trabalhos sobre o distrito de Aveiro, Soares de Carvalho publica um artigo em que evidencia os traços gerais da microtectónica das rochas antecâmbrias do Distrito de Aveiro. Finalmente, no ano de 1949, caracteriza, a ocorrência de depósitos de cascalheiras de vertente próximo às localidades de Nogueira do Cravo e Pindelo.

Os trabalhos conducentes à sua dissertação de doutoramento, apresentada em 1946 (Soares de Carvalho, 1946d), marcam uma viragem na temática das suas investigações, passando a dedicar-se ao estudo das formações sedimentares da Orla Meso-Cenozóica, bastante distantes temporalmente e geograficamente das que aqui nos interessam.

Numa síntese sobre as formações ante-mesozóicas, Teixeira (1955b) inclui a faixa metamórfica de Porto – Albergaria-a-Velha na extensa mancha de terrenos pertencentes ao denominado "Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico" e aflorante entre Porto e Viseu. Esta é uma síntese dos conhecimentos da época sobre a referida mancha, baseada nas observações do próprio e em trabalhos dos autores anteriormente citados.

Nos anos 1960, voltam a surgir estudos com uma forte componente cartográfica. Assim, foram alvo as áreas:

i) de Espinho (folha 13-A, da série 1/50.000), por Carlos Teixeira, J. Perdigão e C. Torre de Assunção (estudos petrográficos), publicada em 1962;

ii) de Ovar (folha 13-C, da série 1/50.000), por Carlos Teixeira e C. Torre de Assunção (estudos petrográficos), publicada em 1963;

iii) de Castelo de Paiva (folha 13-B, da série 1/50.000), por A. Cândido de Medeiros, L. Pilar e A. P. Fernandes (estudos petrográficos), publicada em 1964.

É nesta última que surgem cartografados os afloramentos quartzíticos das proximidades das Caldas de S. Jorge, Estoze e Romariz, no extremo Norte da área em estudo (Medeiros et al., 1964).

Em 1972, C. Teixeira, na 4ª Edição da Carta Geológica 1/500.000, incluiu todas as rochas ante-mesozóicas numa rubrica que designou por PC, relativa ao Pré-Câmbrio polimetamórfico. Ainda em 1972, Ribeiro et. al. publicam o "Mapa tectónico de Portugal" 1/1.000.000, em que incluem novamente estes terrenos na mesma rubrica PC (figura 32).

Severo Gonçalves (1974), num estudo de pormenor, tratou da geologia e da petrologia dos terrenos a Sul de Oliveira de Azeméis até Albergaria-a-Velha, e apresentou uma cartografia geológica da região à escala aproximada 1/80.000. Depois disso, Ribeiro (1979) atribuiu à faixa polimetamórfica uma idade precâmbria e enfatiza que nesta há evidências da existência duma estrutura com isogradas de metamorfismo, intersectadas por vários acidentes tectónicos cavalgantes. Pereira et al. (1980a,b), publicam a carta geológica, à escala 1/50.000 (folha 13-D, Oliveira de Azeméis). Contudo, os trabalhos de Lefort & Ribeiro (1980) e Ribeiro et al. (1980), constituem importantes sínteses regionais para a compreensão da faixa blastomilonítica de Oliveira de Azeméis.

Do decénio de 90 do século XX datam a publicação de vários estudos nos domínios, da geomorfologia (Araújo, 1991), da geologia e da tectónica regional (Aguado, 1992; Ribeiro et al., 1995; Chaminé et al., 1995), da geocronologia (Beetsma, 1995; Chaminé et al., 1998) e da mineralogia de argilas (Rocha, 1993; Bobos & Gomes, 1998).

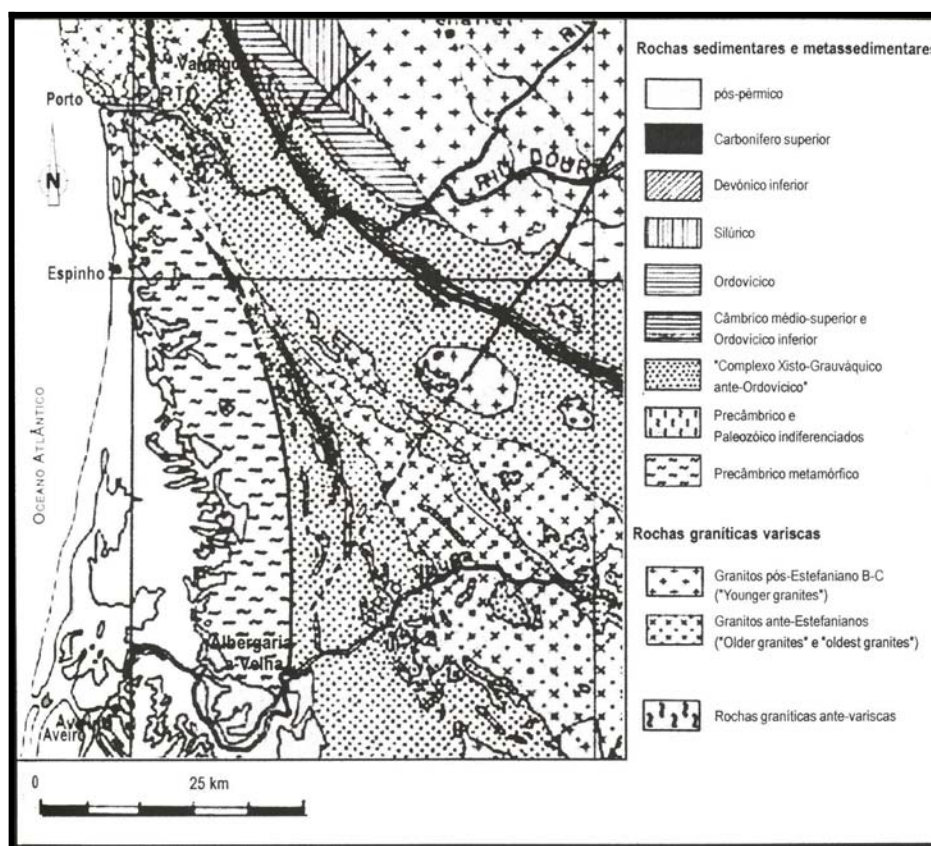


Figura 32 – Visão da cartografia geológica da faixa metamórfica de Porto – Albergaria-a-Velha e terrenos envolventes nos anos 1970 (síntese cartográfica regional compilada e adaptada a partir da 4ª Edição da Carta Geológica de Portugal, escala 1/500.000 (Teixeira, 1972), extraído e adaptado de Montenegro de Andrade et al. (1979).

Na mais recente edição da Carta Geológica de Portugal, escala 1/500.000, coordenada por Oliveira et al. (1992), as unidades ante-mesozóicas do bordo Oeste da Zona de Ossa-Morena, aflorantes na região de Espinho correspondem a uma mancha referenciada com as siglas PC_m (Proterozóico médio), PC_E e PC_A (Proterozóico superior) da ZOM. Os contactos entre as unidades litológicas pertencentes ao PC_m e ao PC são considerados como tectónicos.

Figueiredo (1996) apresenta a sua dissertação de mestrado em Geografia Física à Universidade de Coimbra. Nela é apresentada uma caracterização morfológica clássica da área entre Tagilde (Caldas de S. Jorge) e Telhadela (Albergaria-a-Velha); embora o autor reconheça, tal como no estudo de geomorfologia regional da autoria de Rebelo (1975), a continuação do afloramento até à margem norte do Rio Vouga, na povoação do Carvoeiro, local até onde eram conhecidos afloramentos quartzíticos na altura da publicação da sua tese. O autor reconhece, pelo seu enquadramento regional se situar no contacto entre as Zonas de Ossa-Morena e Centro-Ibérica, a complexidade

geotectónica da área referida (curiosamente sem integrar os dados recentes sobre a região publicados, por exemplo, nesse período por Ribeiro et al., 1995 e Chaminé et al., 1995).

Chaminé (2000) apresenta, na sua tese de doutoramento, uma proposta de sistematização da tectonoestratigrafia e do quadro geodinâmico regional, bem como apresenta um refinamento da cartografia geológica regional para a faixa metamórfica de Espinho – Albergaria-a-Velha (ZOM/ZCI), a partir da qual desenvolveu um mapa geológico-estrutural de síntese, à escala 1/100.000. Esta faixa cujo substrato apresenta uma idade proterozóica superior (Beetsma, 1995) com retalhos de rochas metapelíticas imbricados neste do Paleozóico médio/superior (Chaminé, 2000; Fernandes et al., 2001; Chaminé et al., 2003a), faz parte do Terreno Autóctone do Maciço Ibérico, e inclui-se tradicionalmente na Zona de Ossa-Morena (ZOM) contactando a oriente, por intermédio da faixa de cisalhamento de Porto – Coimbra – Tomar (s.s.), com a Zona Centro-Ibérica (ZCI) da Cadeia Varisca Ibérica. Por fim, H. I. Chaminé dá ainda à estampa, em co-autoria, uma série de trabalhos de referência sobre a região entre o Porto e Águeda (e.g., Chaminé et al., 2000a,b, 2003a,b,c, 2004, 2006; Fernández et al., 2003; Araújo et al., 2003; Teixeira et al., 2006; Gomes et al., 2006), o que permite perspectivar a complexidade geológica e geomorfológica da região.

4.3. Enquadramento morfotectónico regional

A região emersa de Porto – Albergaria-a-Velha – Águeda caracteriza-se por um relevo aplanado correspondente a uma plataforma litoral que termina num relevo acentuado constituindo o seu rebordo interior (Brum Ferreira, 1978; Araújo, 1991; Araújo et al., 2003; Feio & Daveau, 2004). A Norte do rio Vouga a plataforma litoral não ultrapassa, geralmente, a altitude de 170m e o contacto com os relevos interiores é muito sinuoso e recortado. O topo da plataforma é no geral bem marcado e sinuoso, com direcção NNW-SSE e apresenta declives fracos a suaves pelo menos até ao Sul de Oliveira de Azeméis. Entre Madail e Pinheiro de Bemposta, ao longo do rio Antuã e do seu afluente Ínsua, deixa de observar-se o rebordo interior da plataforma, mas a Sul dessa última localidade este volta a individualizar-se num traçado rectilíneo, com orientação N-S. A Sul do rio Vouga a plataforma litoral é mais extensa para o interior culminando a ca. de 200m. Os relevos que dominam a plataforma litoral apresentam uma série de níveis de erosão, pouco desenvolvidos ou mal conservados, escalonando-se entre 200 e 300m de altitude. A Leste do rebordo interior da plataforma litoral, segundo um corredor meridiano entre S. João da Madeira e Vale de Cambra, o relevo é dominado por colinas formadas por rochas metassedimentares e quartzíticas, rigidamente alinhadas, com orientação NNW-SSE. Entre elas e, lateralmente, definem-se áreas deprimidas com a mesma orientação, de características tipológicas próprias denominadas por alveólos, cuja origem estará associada à presença de rochas cristalinas e ao papel da alteração diferencial (Brum Ferreira, 1978; Rochette Cordeiro, 1992a,b). A oriente destes relevos encontra-se o maciço da Gralheira (serras da Freita, da Arada e de S. Macário) e a serra do Arestal, ou seja, o conjunto complexo de elevações situado entre os rios Douro – Paiva e Vouga – Sul, com cotas que variam entre os 1100m e os 750m (Girão, 1922; O. Ribeiro et al., 1943) (figura 36).

A organização da rede de drenagem reflecte a tectónica da área, especialmente, dos sistemas de fracturação regional (i.e., NW-SE a NNW-SSE, NE-SW a NNE-SSW e W-E), impondo os traços morfoestruturais à região (Brum

Ferreira, 1978; Araújo et al., 2003; Chaminé et al., 2003c). Assim, estas estruturas maiores produzem uma compartimentação tectónica que, por sua vez, condiciona a distribuição das linhas de água, e consoante a litologia e a estrutura observam-se redes hidrográficas, em geral, do tipo rectangular e/ou dendrítico. A organização da rede de drenagem evidencia um contraste morfoestrutural entre as elevações quartzíticas — relevos de resistência (e.g., Rebelo, 1975, 1984) — e a plataforma litoral, demonstrando uma independência em relação à disposição do relevo e à sua natureza litológica (Brum Ferreira, 1978). No entanto, a maior parte da rede de drenagem corre inadaptada às cristas quartzíticas. Por exemplo, os rios Caima, Antuã e segmentos do rio Vouga sugerem uma instalação em importantes acidentes tectónicos com orientação N-S e NE-SW.

Os rios Douro, Vouga e Águeda são os principais cursos de água da rede hidrográfica e delimitam o sector em estudo a Norte e a Sul, respectivamente. Numerosas linhas de água de segunda ordem instalam-se segundo a orientação geral NE-SW, denunciando a presença de lineamentos estruturais preferenciais. As nascentes destas ribeiras coincidem, *grosso modo*, com o limite entre a plataforma litoral e o rebordo interior da plataforma ("relevo marginal"; Araújo, 1991). Além dos lineamentos estruturais NE-SW, a rede hidrográfica põe em evidência outros acidentes importantes, de direcção aproximada N-S, que correspondem a típicos vales tectónicos, por vezes profundamente encaixados, como é o caso dos rios Caima e Antuã, ou como se reflecte no curso do rio Vouga, a Sul de Albergaria-a-Velha.

A área compreendida entre o Sul de Espinho e Aveiro abrange uma extensa área relativamente aplanada composta por aluviões actuais e areias de duna, sendo denominada por Bacia Sedimentar de Aveiro (Rocha, 1993). Estes depósitos de cobertura entre Ovar e Aveiro constituem o delta de Aveiro (conhecido vulgarmente por "ria de Aveiro"). Inúmeros canais, ilhas e cordões de areia dão origem a uma intrincada rede localizada entre estas duas cidades.

4.4. Elementos de paisagem

A região localizada entre Lourosa e Águeda é uma região caracterizada pela presença de uma forte ocupação humana e agro-florestal. Como consequência desta ocupação, e da elevada densidade populacional existente, a área sofre uma contínua intervenção humana e assim a sua vegetação natural que originalmente deveria ser constituída por matas de carvalho alvarinho (*Quercus robur* L.) deu lugar principalmente a campos e zonas de cultura. A região encontra-se pois completamente transformada, não existindo uma flora autóctone característica das condições ambientais (temperatura, humidade, acidez e constituição do solo) verificadas.

As culturas predominantemente encontradas são culturas arvenses e culturas florestais de resinosas. As resinosas são normalmente o pinheiro bravo (*Pinus pinaster* Sol.) e o eucalipto. Por razões económicas, nos últimos anos, as culturas de eucaliptos têm vindo a progredir muito rapidamente, ocupando áreas cada vez mais extensas espalhadas por toda a região. Para além das zonas dedicadas às culturas existem, ainda, alguns matos semi-naturais pouco vastos, e próximo às linhas de água observam-se ocasionalmente amieiros e salgueiros. É de notar que não foi

assinalada para esta região a presença de espécies protegidas ou raras, o que não é de estranhar se considerarmos a elevada alteração a que a vegetação autóctone foi sujeita.

A região em apreço é atravessada por uma numerosa rede de estradas que facilitam a deslocação a todos os pontos da região. Os principais acessos, no sentido Sul-Norte desde Lourosa até Águeda, são: a auto-estrada A1 (ou IP1) e o IC2 (antiga E.N. 1). Os principais itinerários, no sentido Oeste-Leste, são servidos pelas seguintes estradas: o IP5 de Aveiro a Viseu, a E.N. 16 desde o nó de Albergaria-a-Velha até São Pedro de Sul, a E.N. 224 de Oliveira de Azeméis a Vale de Cambra. Toda região está servida, em geral, por uma rede apertada de estradas secundárias, municipais e caminhos, que permitem o acesso a viaturas ligeiras. Além disso, é cortada pelas linhas de Caminho de Ferro do Norte (Porto – Lisboa) e do Vale do Vouga (Espinho – Sernada do Vouga).

A região é densamente povoada e urbanizada, destacando-se importantes cidades e vilas tais como as de Lourosa, de S. João da Madeira, de Oliveira de Azeméis, de Santa Maria da Feira, de Albergaria-a-Velha e de Águeda.

4.5. Geologia e estratigrafia regional

4.5.1 Considerações iniciais

Os trabalhos de geologia de terreno efectuados por Chaminé (2000), na região de Caldas de S. Jorge – Carvoeiro (Albergaria-a-Velha) consistiram na revisão da cartografia geológica e da tectonoestratigrafia com o objectivo de enquadrar a macroestrutura regional na faixa de cisalhamento de Porto – Coimbra – Tomar (figura 33). Convém, contudo ressaltar que a primeira proposta para a criação de uma nova unidade tectonoestratigráfica — “Unidade de Carvoeiro – Caldas de S. Jorge” — foi apresentada em Ribeiro et al. (1995), em consonância com os primeiros resultados apresentados por Chaminé et al. (1995) para enquadrar um sector mais vasto relacionado com a faixa metamórfica de Porto – Espinho – Albergaria-a-Velha. Esta revisão não só foi necessária, como assumiu um carácter fundamental para atingir os objectivos propostos no trabalho de síntese de Chaminé (2000). Isto porque os estudos de terreno vieram mostrar que, nesta área, a maioria dos afloramentos até à altura considerados como pertencentes ao denominado “Complexo Xisto-Grauváquico” — de idade seguramente ante-ordovícica (Carrington da Costa, 1950; Teixeira, 1955a; Schermerhorn, 1955) — são, de facto, xistos ardosíferos ou filitos acinzentados, por vezes muito deformados, atribuídos ao Ordovícico médio e quartzitos maciços do tipo Armoricano do Ordovícico inferior. Esta reinterpretação (Chaminé, 2000; Chaminé et al., 2004) assentou, por um lado e fundamentalmente, na utilização de critérios litológicos, estratigráficos, tectónicos e cartográficos e na correlação estratigráfica com as unidades do Paleozóico (especialmente com os domínios do anticlinal de Valongo e do sinclinal do Buçaco), e por outro, e no estudo do registo macro- e micro-paleontológico, dos elementos cronoestratigráficos e do enquadramento tectónico regional, por outro.

As descrições de Sharpe (1849), C. Ribeiro (1860), Delgado (1905, 1908), Souza-Brandão (1914a,b), Freire de Andrade (1938/40), Soares de Carvalho (1944, 1945, 1946a,b,c, 1947, 1949), Brum-Ferreira (1978), Teixeira (1955, 1981), Severo Gonçalves (1974), Lefort & Ribeiro (1980), Ribeiro et al. (1980, 1995) e Figueiredo (1996), fornecem preciosas indicações sobre as características litológicas, geológico-estruturais, estratigráficas e geomorfológicas dos diversos afloramentos quartzíticos e xistentos referidos. Convém ressaltar que, desde a síntese apresentada por Chaminé (2000), os trabalhos de campo e de laboratório prosseguiram com o intuito de precisar o limite cartográfico, estratigráfico e morfotectónico da faixa de cisalhamento de Porto – Coimbra – Tomar (s.s.) no sector entre Albergaria-a-Velha e Coimbra (*cf.* Chaminé et al., 2000, 2003a,b, 2004). A presente dissertação insere-se na linha de investigação deste estudo pormenorizado e revisão do mega-domínio entre Caldas de S. Jorge (Lourosa) e Águeda. Foi dada particular atenção ao sector compreendido entre os arredores de Carvoeiro – Soutelo (SE de Albergaria-a-Velha) até às proximidades da cidade de Águeda tendo sido objecto de estudo pormenorizado, ao qual o signatário desta dissertação colaborou intensamente, e os resultados das principais conclusões encontram-se em Chaminé et al. (2004) e Gomes et al. (2006).

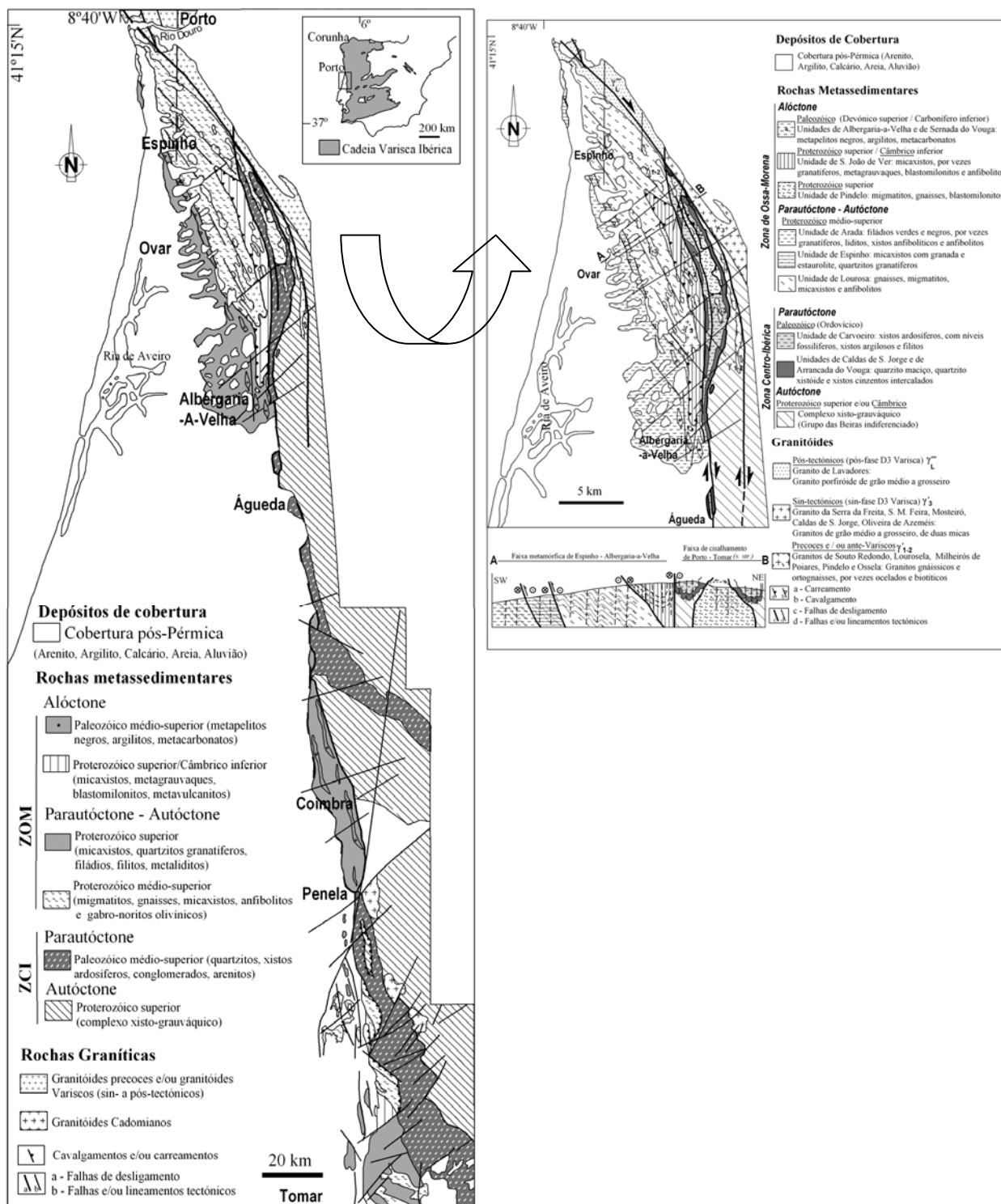


Figura 33 – Enquadramento regional da faixa de cisalhamento de Porto-Coimbra-Tomar, com ênfase para o sector Espinho-Águeda (Chaminé et al., 2003a)

As rochas aflorantes entre Caldas de S. Jorge e Norte de Águeda, pertencem ao Paleozóico inferior, e contactam, tectonicamente, a Oeste com as unidades tectonoestratigráficas do Proterozóico superior da ZOM (Chaminé, 2000; Chaminé et al., 2003a,b). No seu limite oriental, contactam com uma possante sequência 'flyschóide'

do autóctone com estrutura turbídica referenciada como Complexo Xisto-Grauváquico do Grupo das Beiras (CXG_B) indiferenciado, da ZCI (Ribeiro et al., 1980; Aguado & Martínez-Catalán, 1994). Chaminé (2000) considerou dois domínios estruturais distintos para o sector, i.e., o domínio estrutural de Caldas de S. Jorge – Carvoeiro e o domínio estrutural do autóctone do CXG_B. Segundo esta sistematização o domínio estrutural de Caldas de S. Jorge – Carvoeiro (corresponde genericamente à designada “faixa blastomilonítica de Oliveira de Azeméis”; cf. Ribeiro et al., 1980) é constituído por (Chaminé, 2000): i) unidades metassedimentares imbricadas, fora de sequência estratigráfica, do Paleozóico inferior da ZCI; ii) rochas gnáissico-migmatíticas da ZOM (Unidade paraútóctone de Pindelo); iii) granitóides blastomiloníticos muito deformados (precoces e/ou ante-variscos). As rochas aflorantes neste domínio encontram-se intensamente deformadas e foliadas, caracterizadas por uma deformação heterogénea, dúctil, por cisalhamento simples. Assim, geraram-se corredores de deformação intensa onde se podem observar a maioria dos tipos de milonitos e estruturas típicas de faixas de cisalhamento (e.g., estruturas C-S, C'-S, dobras assimétricas cisalhantes, e estruturas sigmóides a todas as escalas).

A deformação dúctil varisca induz também a presença de altos gradientes metamórficos que afectam as isogradas do metamorfismo regional. A deformação concentra-se numa estrutura desenraizada na sua parte basal — megaestrutura de Carvoeiro – Caldas de S. Jorge — que provoca a sobreposição ao autóctone da ZCI, mas diminui em direcção a níveis estruturais superiores, ou seja, das litologias xistentas do Ordovícico médio da Unidade de Carvoeiro (Ribeiro et al., 1995; Chaminé et al., 1995; Chaminé, 2000; Chaminé et al., 2004). Nos quartzitos maciços (Unidade de Caldas de S. Jorge), geram-se localmente petrofábricas miloníticas em corredores discretos, com distribuição heterogénea (Aguado, 1992).

4.5.2 Tectonoestratigrafia regional: uma síntese

Os trabalhos de Chaminé (2000), de Chaminé et al. (2000a,b, 2003b,c, 2004, 2006) e de Gomes et al. (2006) apresentam a sistematização tectonoestratigráfica regional mais recente e foram estes trabalhos que serviram de apoio para enquadrar os traços tectonoestratigráficos e geológicos da região entre Caldas de S. Jorge (Lourosa) e o Norte de Águeda.

1. Parautóctone (Paleozóico inferior)

O domínio estrutural de Caldas de S. Jorge – Carvoeiro

Das unidades estratigráficas definidas para o paraútóctone do Paleozóico inferior da ZCI, destacam-se, aqui, unicamente as Unidades de Carvoeiro e de Caldas de S. Jorge (figura 34), por serem estas que contactam com as unidades da ZOM — Unidades de Lourosa, de Arada, de S. João-de-Ver e de Albergaria-a-Velha (Chaminé, 2000; Chaminé et al., 2003c). A Leste de Lourosa e de Albergaria-a-Velha desenvolve-se uma estreita faixa de rochas quartzíticas do tipo ‘Quartzito Armoricano’ e de xistos ardosíferos e filitos cinzentos, com aproximadamente 35km de extensão, com orientação geral N-S, e que se prolonga desde a localidade de Caldas de S. Jorge (SE de Lourosa) até Carvoeiro (Albergaria-a-Velha), respectivamente. Esta faixa corresponde a uma série de afloramentos designados por Teixeira (1981) como “Ordovícico de entre Carvoeiro (Vouga) a Caldas de S. Jorge”. De assinalar que Teixeira (1955) já se tinha já referido a estes afloramentos e designado esta mesma faixa como “O afloramento Silúrico de Albergaria-a-

Velha às Caldas de S. Jorge”. Delgado (1908) também já tinha feito referência, localmente, ao sinforma do Carvoeiro, e, baseando-se em critérios litológicos e paleontológicos, considerou este pequeno retalho Paleozóico como continuação do afloramento do Paleozóico inferior do Buçaco (e.g., C. Ribeiro et al., 1853; Carrington da Costa, 1950; Henry & Thadeu, 1971; Young, 1988).

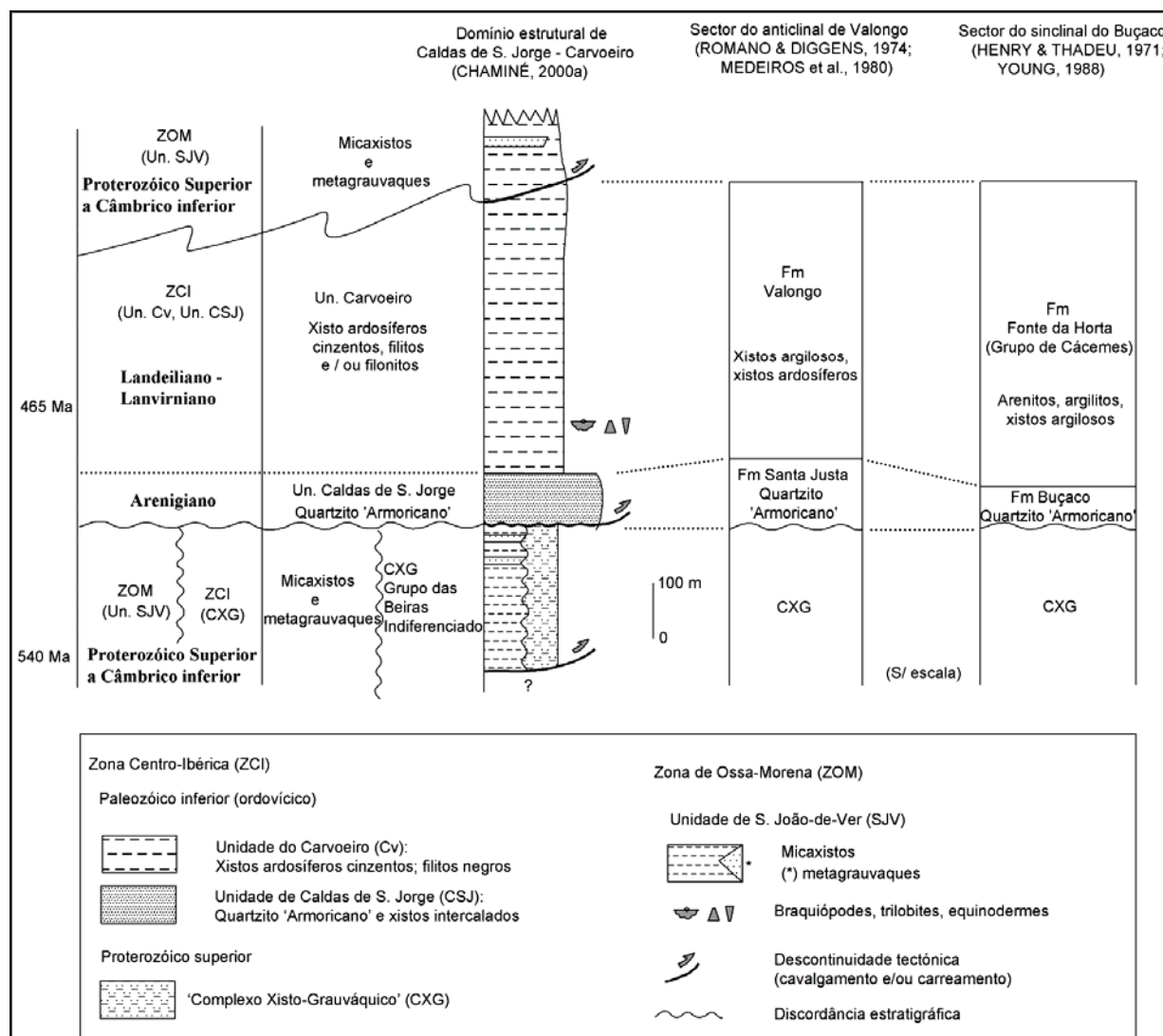


Figura 34 – Coluna estratigráfica reconstituída das Unidades do Carvoeiro e de Caldas de S. Jorge e sua correspondência com as definidas para os sectores de Valongo e do Buçaco (adaptado de Chaminé, 2000; Chaminé et al., 2004).

Unidade de Caldas de S. Jorge

Estes quartzitos apresentam, geralmente, uma tonalidade clara, com raras intercalações xistosas, e ocorrem, habitualmente, próximo do contacto com os xistos ardosíferos e com os filitos. Ocasionalmente, esta distribuição sugere a existência de uma transição gradual. O alinhamento oriental apresenta, do lado Oeste, os xistos ardosíferos acinzentados e, do lado Leste, a sequência metassedimentar do CXG. É de referir a extrema deformação patenteada por estes quartzitos. Em C. Ribeiro (1860) e em Teixeira (1955, 1981) pode ser encontrada uma descrição minuciosa dos diversos retalhos de afloramentos ordovícicos. Estes autores, genericamente, consideram a existência de dois alinhamentos quartzíticos, entre Caldas de S. Jorge e Carvoeiro (Albergaria-a-Velha), que correspondem claramente ao

traço cartográfico do dobramento regional. Ribeiro et al. (1995) e Chaminé (2000), consideram, então, uma sinforma deitada e ligeiramente mergulhante para Oeste. De referir que Delgado (1908) já se tinha referido ao afloramento Paleozóico inferior a Leste de Albergaria-a-Velha (Mouquim – Carvoeiro) como um sinclinal com direcção N-S.

O alinhamento quartzítico ocidental prolonga-se desde Caldas de S. Jorge até Gavião (Albergaria-a-Velha), passando por Pereiro, Nadaís, Nogueira do Cravo (S. João da Madeira), Bustelo do Caima, Nespereira e Telhadela, enquanto o alinhamento oriental se estende desde Caldas de S. Jorge (Serra de Estoze, próximo do Penedo do Ferro) até Carvoeiro (Albergaria-a-Velha), passando por Romariz, Cesar, Milheirós de Poiares (v.g. Pedra Má), Nogueira do Cravo (v.g. Pindelo), Carvalhal (Ossela), Vilarinho de S. Luís, Ribeira das Fráguas e Mouquim. O alinhamento ocidental destes quartzitos contacta, tectonicamente, a Oeste com as unidades da ZOM, e a Leste, os quartzitos dão lugar de forma gradual a xistos ardosíferos acinzentados escuros, surgindo, por vezes, intercalações quartzíticas e xistentas no contacto entre as duas litologias.

Unidade de Carvoeiro

O quartzito ‘Armoricano’ (unidade de Caldas de S. Jorge) contacta, em aparente continuidade estratigráfica, com metapelitos de baixo grau metamórfico. Os xistos ardosíferos apresentam, geralmente, cor acinzentada escura a negra, mas por vezes, podem apresentar tonalidade mais clara devida à ocorrência de finas intercalações siltíticas. Estas rochas estão muito deformadas, especialmente nas proximidades dos acidentes cavalgantes, chegando por isso a apresentar-se como filonitos de cor escura, i.e., correspondem a corredores de deformação da faixa de cisalhamento de Porto – Albergaria-a-Velha – Coimbra. No seio dos xistos ardosíferos existem ainda rochas com alto grau metamórfico, correspondentes à unidade de Pindelo, da ZOM (Chaminé, 2000; Chaminé et al., 2003c), a qual se lhes sobrepõe tectonicamente. Os xistos da unidade de Carvoeiro compreendem uma extensão considerável de afloramentos que ocorrem entre os dois alinhamentos quartzíticos, tendo sido incluídos — Severo Gonçalves (1974), Pereira et al. (1980) e Teixeira (1981) — nos “Xistos das Beiras” ou “Complexo Xisto-Grauváquico”. Os limites geológicos dos xistos ardosíferos fazem-se, quer a Leste quer a Oeste, com o quartzito ‘Armoricano’. Estes, a Norte, biselam ligeiramente e, próximo da localidade de Caldas de S. Jorge, contactam mecanicamente com os metamorfitos de alto grau da unidade de Lourosa (ZOM). A Sul, cessam abruptamente de encontro ao Rio Vouga, aflorando, numa estreita faixa, próximo às localidades de Mouquim e de Carvoeiro (Albergaria-a-Velha). Nos níveis xistentos acinzentados que afloram próximo às povoações a Norte de Carvoeiro (Albergaria-a-Velha) foram assinalados por Delgado (1908) restos fósseis, muito deformados, de “*Orthis noctilio* Sh.”; os quais também foram localizados, segundo Teixeira (1955), a 1650 m para S80° E do antigo v.g. de Almalho a Leste de Albergaria-a-Velha. Chaminé et al. (2004) reportam novos dados bioestratigráficos descobertos na região de Mouquim-Gavião-Carvoeiro.

Domínio Estrutural de Soutelo – Arrancada do Vouga (Águeda)

Estudos recentes na região entre Albergaria-a-Velha e Águeda (Chaminé, 2000; Chaminé et al., 2000b; Gomes, et al., 2006) levaram: i) à constituição de uma primeira sistematização tectonoestratigráfica do substrato metassedimentar; ii) ao traçado do limite geotectónico local, entre a ZOM e a ZCI, da faixa de cisalhamento de Porto – Coimbra – Tomar (s.s.); iii) e, ao estabelecimento do arranjo morfotectónico regional da área. Os levantamentos de

campo e os trabalhos laboratoriais desenvolvidos no domínio estrutural de Soutelo – Arrancada do Vouga (Águeda) proporcionaram, assim, informação inédita e vital para o melhor entendimento do complexo limite geotectónico da faixa de cisalhamento de Porto – Coimbra – Tomar (s.s.). A estes resultados (figura 35), foram associados criticamente os elementos geológicos que se encontravam dispersos nos trabalhos de Sharpe (1849), Delgado (1905, 1908), Souza-Brandão (1914, 1915/16), Soares de Carvalho (1944, 1945, 1946a,b,c, 1947, 1949), Carrington da Costa (1950), Severo Gonçalves (1974), Courboulleix (1974) e Courboulleix & Rosset (1974).



Figura 35 – Aspectos de campo das litologias e da deformação patente nas unidades quartzíticas, da área entre Soutelo (Sul do Rio Vouga) e Arrancada do Vouga (Norte de Águeda).

Afloramentos quartzíticos: A, B, C (Soutelo, SE de Albergaria-a-Velha); D, E (Arrancada do Vouga); F (Brunhido, Valongo do Vouga).

Unidade de Arrancada do Vouga

Corresponde a uma estreita banda de rochas metassedimentares, intensamente deformadas, do Paleozóico inferior — estrutura em sinforma de Soutelo – Arrancada do Vouga — que materializa, localmente, o contacto entre a ZOM e a ZCI, i.e., a faixa de cisalhamento de Porto – Coimbra – Tomar (s.s.). Foram reconhecidos uma série de afloramentos descontínuos, muito estirados e mecanizados, constituindo dois alinhamentos quartzíticos que correspondem ao traço cartográfico do dobramento regional muito apertado. Assim, os alinhamentos quartzíticos prolongam-se desde os arredores de Soutelo até Águeda (Gravanço), passando por Vale da Louriceira, Beco, Brunhido, Arrancada do Vouga e Veiga. O alinhamento ocidental destes quartzitos contacta, tectonicamente, a Oeste com as unidades metapelíticas (Unidades de Arada, de S. João-de-Ver e de Albergaria-a-Velha) da ZOM (cf. Chaminé, 2000), e, a Leste, os quartzitos contactam, por acidente tectónico, com o CXGB — ramos oeste e leste do megacisalhamento de Porto – Coimbra – Tomar, respectivamente. O núcleo da estrutura é constituído, em regra, por material muito deformado de filitos e filonitos de tonalidade cinzenta. Os afloramentos fundamentais, analisados neste trabalho, são os cartografados na região de Soutelo (a Sul da margem esquerda do Rio Vouga), de Arrancada do Vouga (especialmente entre as ribeiras do Vale das Cubas e do Gorgulhão, onde foram reconhecidas e cartografadas imponentes cristas quartzíticas) bem como a Sul da localidade de Veiga.

O quartzito ‘Armoricano’, intensamente deformado, apresenta uma tonalidade clara, com raras intercalações filitosas. Na maioria dos locais observou-se, no contacto mecânico entre esta litologia e os metassedimentos da ZOM, uma zona intensamente esmagada, argilizada, com caixa de falha de dimensão métrica. A geração desta estreita faixa de deformação corresponderá às diferenças reológicas dos distintos materiais geológicos. Foi também observado nas rochas quartzíticas uma deformação intensa (dobramentos, lineação de estiramento muito intenso). Em lâmina delgada, através do microscópico petrográfico, as litologias quartzíticas evidenciam uma subgranulação do quartzo com forte recristalização induzida pela intensidade da deformação.

No afloramento de Arrancada do Vouga identificou-se, à escala do afloramento e, posteriormente em lâmina delgada, a existência de estreitas bandas de pseudotaquilitos, sob a forma de veios de espessura submilimétrica a centimétrica, que recortam o maciço quartzítico (Chaminé et al., 2004). Do ponto de vista microestrutural, os pseudotaquilitos consistem numa matriz negra de granularidade muito fina e com numerosas inclusões. A sua matriz corresponde a uma massa vítrea muito escura com inclusões de quartzo, em que o tamanho do grão tende a ser constante. O contacto entre a matriz do pseudotaquilito e a rocha encaixante é abrupto e bem definido, apresentando por vezes uma forma irregular, frequentemente com reentrâncias e pequenos veios de injeção ramificados na rocha encaixante. Convém sublinhar que o estudo destas rochas é de extrema importância, visto serem um dos raros indicadores que permitem contextualizar a actividade paleossísmica regional (“paleoseismic activity” sensu Sibson, 1975) em épocas ante-Mesozóicas, em particular, nos episódios tardi- a pós-Variscos do Maciço Ibérico (Chaminé et al., 2003a, 2004). Do ponto de vista regional, estes tectonitos estão de acordo com outras raras ocorrências já referenciadas ao longo da faixa de cisalhamento de Porto – Coimbra – Tomar por Chaminé (2000) e Chaminé et al. (2003a), bem como na estrutura Alvito – Viana do Alentejo (Fonseca, 1995).

Unidade de Veiga

O núcleo da estrutura em sinforma, atrás descrita, é composto por uma estreita banda com cerca de 300m de xistos, filitos e filonitos de cor acinzentada escura. Estas rochas estão extremamente deformadas, materializando um corredor de cisalhamento. As rochas metassedimentares supracitadas são de difícil destrição cartográfica, quer devido ao grau de deformação quer ao elevado grau de alteração superficial. Segundo Chaminé et al. (2004) não foi encontrado, até ao momento, qualquer registo paleontológico passível de identificação segura. Contudo, atendendo ao enquadramento tectonoestratigráfico e litológico regional destes materiais, deverão ser correlacionáveis com as rochas metassedimentares da Unidade do Carvoeiro.

II. Autóctone (Proterozóico superior /Câmbrico inferior [?]) Domínio estrutural do “Complexo Xisto-Grauváquico”

O contacto oriental das unidades do Paleozóico, marcado pelas cristas do quartzito Armoricano e/ou dos filitos negros, faz-se através de uma espessa série metassedimentar do denominado “Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordoviciano” (Carrington da Costa, 1950) — designado, posteriormente, por “Xistos das Beiras” (Schermerhorn, 1955) e, de novo, por “Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordoviciano” (Teixeira, 1955). Anteriormente, teve outras designações, tais como “Xistos das Beiras e do Vale do Douro” (Delgado, 1905) ou “Xistos argilosos das Beiras” (Fleury, 1919/1922). Esta série metassedimentar, presente em território português, cobre grande parte das Beiras, algumas zonas limitadas do Minho, e a parte leste de Trás-os-Montes e do Alto Alentejo. Bernardo de Sousa (1982, 1983, 1985) considera o Complexo Xisto-Grauváquico (CXG) como um Super-Grupo, subdividido em duas unidades litoestratigráficas, o Grupo do Douro (CXGD) e o Grupo das Beiras (CXGB).

O CXGB a oriente das unidades do Paleozóico inferior

Os relevos de quartzito 'Armoricano' que marcam geomorfologicamente o flanco leste das estruturas regionais de Caldas de S. Jorge – Carvoeiro – Arrancada do Vouga contactam tectonicamente com a série metassedimentar do CXGB da ZCI (Grupo das Beiras indiferenciado). Na proximidade do contacto, o CXGB é composto essencialmente por intercalações centimétricas de filitos e de metagrauvaques típicas de uma série ‘flyschóide’. Os afloramentos do CXGB, a oriente da faixa metassedimentar do Paleozóico inferior podem ser, genericamente, descritos como sequências metassedimentares relacionadas com sedimentação turbidítica proximal, com baixo grau metamórfico, formadas por alternâncias de xistos e de metagrauvaques. Localmente, foram referenciadas bancadas conglomeráticas e quartzíticas. Os metagrauvaques são de grão fino a médio e têm matriz quartzo-micácea abundante, a qual é constituída por clastos quartzo-feldspáticos e por raros elementos líticos (Schermerhorn, 1956, Medeiros et al. 1964; Severo Gonçalves, 1974, Pereira et al., 1980a,b; Aguado, 1992). Aguado & Martínez-Catalán (1994) propõem para o CXG desta região uma divisão em duas unidades, superior e inferior, estando a base da primeira correlacionada com a Formação de Bateiras do Grupo do Douro (Bernardo de Sousa, 1982).

Na região do baixo Rio Douro, a SE do Porto, a sequência turbidítica tem características algo distintas, uma vez que apresenta numerosas intercalações de metaconglomerados, contendo, entre outros, calhaus de líditos negros semelhantes aos que ocorrem na ZOM (Ferreira da Silva et al., 1995). Estes afloramentos do CXG situados a ocidente do Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão (SCDB), dado o seu elevado grau metamórfico, são de difícil correlação com o

Grupo do Douro definido por Bernardo de Sousa (1982). Para além disso, há ainda a considerar, segundo Chaminé (2000), os níveis conglomeráticos e quartzíticos, comumente utilizados como guias cartográficos para identificação do CXG, que foram reconhecidos e cartografados apenas até próximo do granitóide do Monte da Virgem, em Vila Nova de Gaia, inflectindo, nas proximidades desta mancha granítica, segundo um lineamento estrutural com direcção NNE-SSW, e, terminando lenticularmente próximo a Valongo, surgindo em afloramentos dispersos ao longo do SCDB (e.g., Medeiros et al., 1964a,b; Oliveira et al., 1992a; Pinto de Jesus, 2003).

5. As cristas quartzíticas entre Caldas de S. Jorge e Águeda

5.1. Enquadramento da área de estudo

No território nacional, as rochas quartzíticas que configuram relevos estruturais importantes correspondem, na maioria das situações, a rochas de idade ordovícica que sofreram intenso dobramento no ciclo Varisco. Estas rochas são vulgarmente referidas na literatura da especialidade como quartzitos “Armoricanos”.

No sector entre Caldas de S. Jorge (Lourosa) e Carvoeiro (Albergaria-a-Velha) a morfologia é dominada por importantes elevações quartzíticas referenciadas, entre outros, por C. Ribeiro (1860), Delgado (1905) e Freire de Andrade (1938/40), e estudadas, do ponto de vista geomorfológico e geológico, por Soares de Carvalho (1946a,b,c,d, 1947), Severo Gonçalves (1974), Rebelo (1975), Brum Ferreira (1978), Figueiredo (1996), Chaminé (2000) e Chaminé et al. (2004). Neste capítulo apresenta-se uma síntese da cartografia geológica e geomorfológica regional dos relevos quartzíticos Armoricanos do domínio de Caldas de S. Jorge – Carvoeiro – Águeda. Para tal, recorreu-se a uma abordagem multidisciplinar que consistiu na revisão e/ou cartografia geomorfológica e geológica, respeitantes às folhas nº 175 (Albergaria-a-Velha) e nº 186 (Águeda) da Carta Militar de Portugal, na escala 1/25.000.

Os afloramentos quartzíticos nesta área configuram dois alinhamentos topográficos, descontínuos, com orientação geral meridiana, desde as cercanias de Caldas de S. Jorge (SE de Lourosa) até à localidade de Carvoeiro (margem direita do rio Vouga), materializando uma estrutura em sinforma, a de Caldas de S. Jorge – Carvoeiro (Ribeiro et al., 1995; Chaminé, 2000). Esta estrutura define, como se referiu anteriormente, a faixa de cisalhamento de Porto – Albergaria-a-Velha (s.s.) ou “faixa blastomilonítica de Oliveira de Azeméis” (Ribeiro et al., 1980), composta por um conjunto de acidentes de 1ª e de 2ª ordem, com ca. de 80km de extensão e ca. de 5km de largura (Chaminé, 2000). A sua expressão geológica é materializada pelo contacto mecânico entre as unidades tectonoestratigráficas da ZOM com as unidades do Paleozóico inferior da ZCI — *ramo oeste da faixa de cisalhamento de Porto-Albergaria-a-Velha* — e, pelo contacto tectónico, entre as unidades do Paleozóico inferior e as do Complexo Xisto-Grauváquico — *ramo leste da faixa de cisalhamento de Porto-Albergaria-a-Velha* (Chaminé, 2000; Chaminé et al., 2003c, 2004). A expressão morfoestrutural dos ramos quartzíticos sugere estar intimamente relacionada com a proximidade relativa à zona de cisalhamento principal (“principal displacement zone”; cf. Burbank & Anderson, 2001). Dessa forma, os afloramentos do ramo ocidental apresentam um grau de deformação mais intenso materializado pelo contacto mecânico com o substrato da ZOM e, por isso, formam relevos de menor expressão topográfica.

Seguidamente apresentam-se os diversos estudos efectuados, em diferentes escalas, iniciando-se a análise pela escala regional, e terminando na escala local ou de afloramento.

5.2. Detecção remota, fotogeologia e modelação de terreno: aplicação à área de estudo

Para a área em estudo, no que se refere aos estudos de detecção remota, foram utilizadas várias técnicas, bem como informação de várias origens, a diferentes escalas, de forma a permitir um maior rigor na análise da informação digital. Inicialmente, foi usada informação do satélite *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), um projecto da NASA

(*National Aeronautics and Space Administration*) e do NGA (*Geospatial-Intelligence Agency*) dos Estados Unidos da América, cuja missão era obter dados de elevação para cerca de 80% da superfície terrestre (entre os paralelos 60°N e 56°S), com uma resolução espacial máxima de 30 metros. No entanto, esta resolução espacial máxima de 30 metros apenas está disponível para o território Americano, situando-se a resolução espacial para o resto do território mundial na casa dos 90 metros por *pixel*⁵. Foi então construído um mapa com os dados da elevação para a área entre o Porto e a Figueira da Foz, que evidencia a predominância das direcções NW-SE na organização do relevo na área entre o Porto e Aveiro (figura 36). Este mapa serviu também como complemento à análise das imagens de satélite Landsat, permitindo, por sobreposição semi-transparente, a visualização desta informação com o relevo que lhe está associado (figura 37).

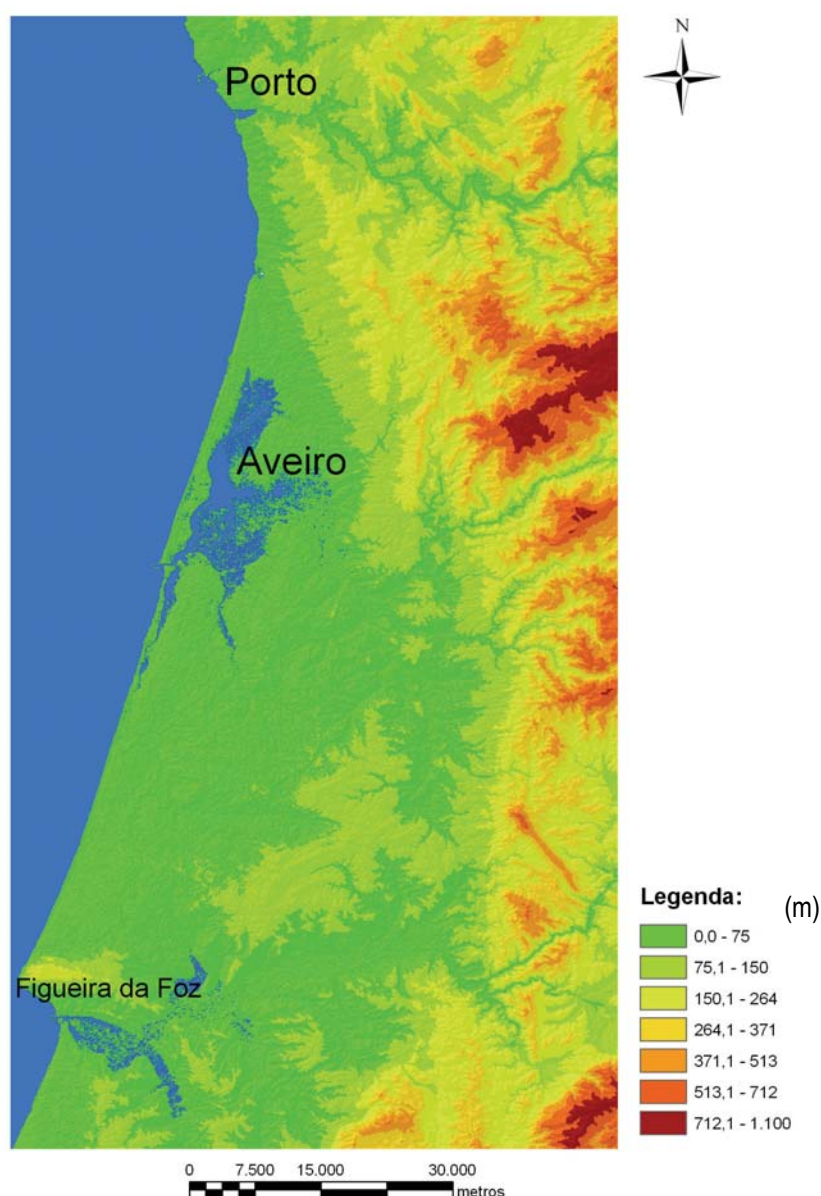


Figura 36 – Mapa hipsométrico da área entre o Porto e a Figueira da Foz, com dados altimétricos do satélite SRTM.

⁵ Os dados podem ser descarregados em <http://seamless.usgs.gov/>

Posteriormente, e para apoiar a interpretação da fracturação a uma escala regional, foi efectuada uma análise baseada em imagens de satélite, obtidas pelo sensor *Thematic Mapper* (TM), do satélite Landsat 5 e pelo sensor *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+) do satélite Landsat 7. Foram assim utilizadas as imagens das bandas 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7, da cena 204 – 32⁶, obtidas pelo satélite Landsat 5, em 14-03-1989, e pelo satélite Landsat 7, em 24-06-2000, as quais foram posteriormente trabalhadas em *software* específico, nomeadamente em ambiente *Spring 4.2*, e *Spring 4.3 (Beta)*, da autoria da Divisão de Processamento de Imagens (DPI) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) do Brasil.

As imagens obtidas foram depois tratadas digitalmente, com a correcção do contraste, para que fossem obtidas mais facilmente as informações relativas à fracturação regional. As correcções geométricas, normalmente necessárias, não foram neste caso efectuadas, uma vez que as imagens foram previamente orto-rectificadas e georreferenciadas pelo USGS (*United States Geological Survey*). Às diferentes combinações de cor efectuadas foram posteriormente aplicados filtros direccionais, como também às diferentes bandas isoladas (à semelhança da metodologia usada por Rabaça *et. al.*, 2004), e nos diferentes azimutes. Cada filtro aplicado realça, preferencialmente, as direcções de fracturação perpendiculares ao próprio filtro (e.g., um filtro NE evidencia sobretudo os lineamentos com direcção NW-SE).

A figura 37 apresenta os lineamentos obtidos a partir das diferentes combinações de cores e bandas, e dos diferentes filtros aplicados, sobre uma imagem com combinação RGB 543, à escala regional. Ressaltam nitidamente os lineamentos tectónicos que constituem o padrão da fracturação regional, dominado claramente pelas direcções NW-SE a N-S, NNE-SSW a NE-SW e, em menor escala, ENE-SSW a E-W.

A informação Landsat (5:TM e 7:ETM+), combinada com os dados de campo e as técnicas de processamento de imagem ensaiadas no presente trabalho podem constituir, de facto, uma mais valia na caracterização geológica e geomorfológica de uma dada região. A maior limitação prende-se com a resolução espacial das imagens obtidas por estes satélites, que não permitem a sua utilização em trabalhos de pormenor. A resolução espacial agora obtida através do Satélite IKONOS, situada na casa dos 4 metros (para a resolução multicolor) e em 1 metro (para a resolução pancromática) é ainda disponibilizada a preços praticamente proibitivos. Apesar do preço por km² ser relativamente baixo, o valor mínimo da encomenda é de USD 10.000 (Dólares Americanos).

⁶ As imagens podem ser obtidas em <http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>.



Figura 37 – Lineamentos tectónicos obtidos a partir do tratamento digital de imagens de satélite, para a área entre V. N Gaia e Águeda.

Para contornar este problema, recorreu-se à forma mais antiga de detecção remota, ou seja, a fotografia aérea⁷. Assim, foram utilizados os mosaicos de fotografia aérea da área em estudo, resultante de diversos voos, à escala 1/15.000 e 1/33.000, maioritariamente dos anos de 1974 e 1976 (figura 38). Durante a análise estereoscópica do mosaico de fotografia aérea foram registados, em papel de acetato indeformável para não danificar as fotografias originais, inicialmente, os cursos de água e quatro pontos de controlo. Seguidamente, foram observados e registados os alinhamentos topográficos, bem como todos os lineamentos tectónicos (figura 39), nas escalas das respectivas fotografias aéreas (1/15.000 e 1/33.000). Posteriormente foram transferidos para a base cartográfica 1/25.000, através de, no mínimo, quatro pontos de controlo georreferenciados para cada fotografia (e.g. cruzamentos de estradas, vértices geodésicos, edifícios).

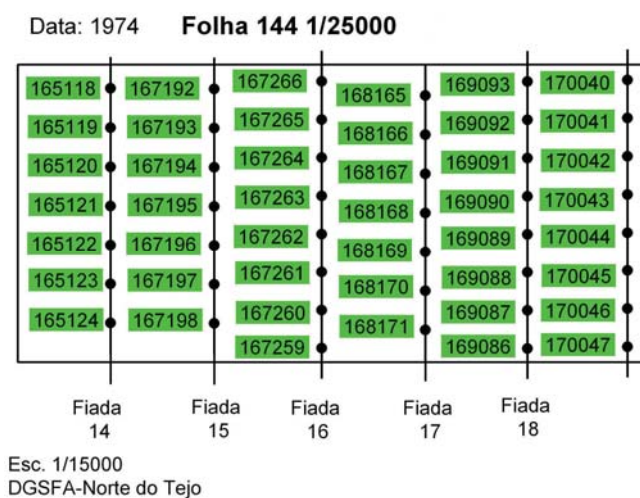


Figura 38 – Exemplo do mosaico de fotografia aérea para a Carta Militar de Portugal, folha nº 144 à escala 1/25.000, do IGeoE.

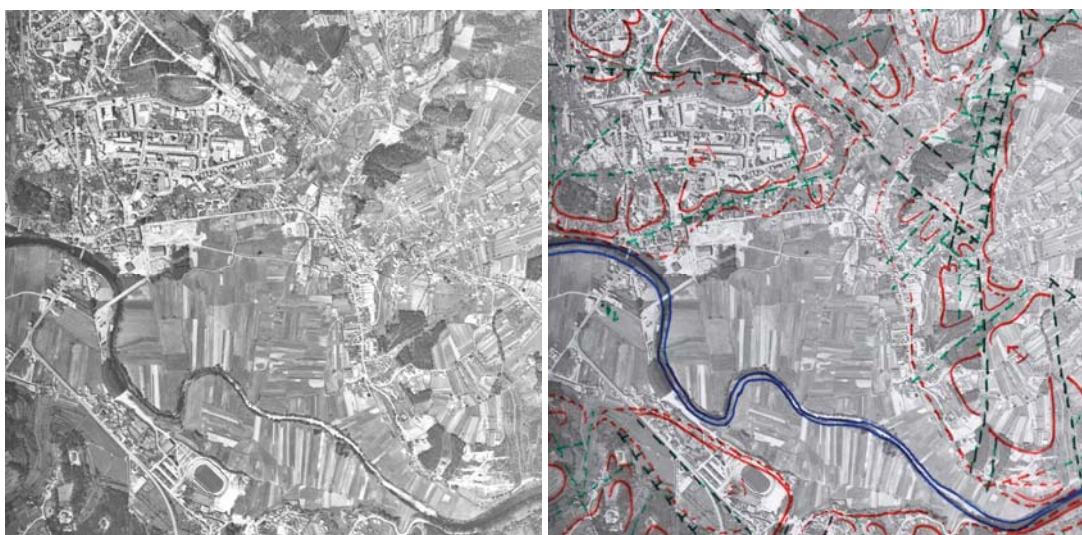


Figura 39 – Exemplo de fotografia aérea da região de Águeda e foto-interpretação realizada sobre acetato transparente durante a observação estereoscópica.

⁷ As fotografias aéreas, do IGeoE, usadas neste trabalho são propriedade do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro (DG-UA). É devido um agradecimento especial ao Prof. Doutor Jorge Medina, pelas facilidades concedidas no acesso ao repositório de fotografia aérea do DG-UA.

O estudo fotogeológico das rochas quartzíticas (e litologias envolventes) é relativamente fácil, quando comparado com outras litologias (e.g., micaxistos, xistos, grauvaques). De facto, a grande uniformidade da morfologia associada às rochas quartzíticas, independentemente do seu tipo, torna fácil a sua identificação fotogeológica. Tratam-se de rochas com dureza e compacidade muito elevadas, que dão origem a elevações e relevos vincados na paisagem.

Os processos geológicos a que foram submetidos este tipo de rochas (nomeadamente os constrangimentos relativos à maturidade textural e mineralógica e à deformação sofrida por esses materiais rochosos) restringem-nas, em regra, temporalmente ao Paleozóico (Vergarra, 1971). A grande dureza e rigidez destes materiais, e os dobramentos a que foram submetidos, tornam a sua fracturação (em regime frágil) muito intensa, sendo esta relativamente fácil de observar na fotografia aérea.

A rede de drenagem que percorre áreas quartzíticas é normalmente muito simples, com dois tipos de rios (figura 40), a saber (Vergarra, 1971):

- Rios principais: são os mais importantes e que correm normalmente por áreas de fragilidade tectónica ou de materiais mais brandos intercalados com os quartzitos;
- Rios secundários: são normalmente rectilíneos, devido ao forte declive que vencem. Apresentam ramificação escassa, e uma pequena bacia de recepção, normalmente em forma de “cabeleira”.

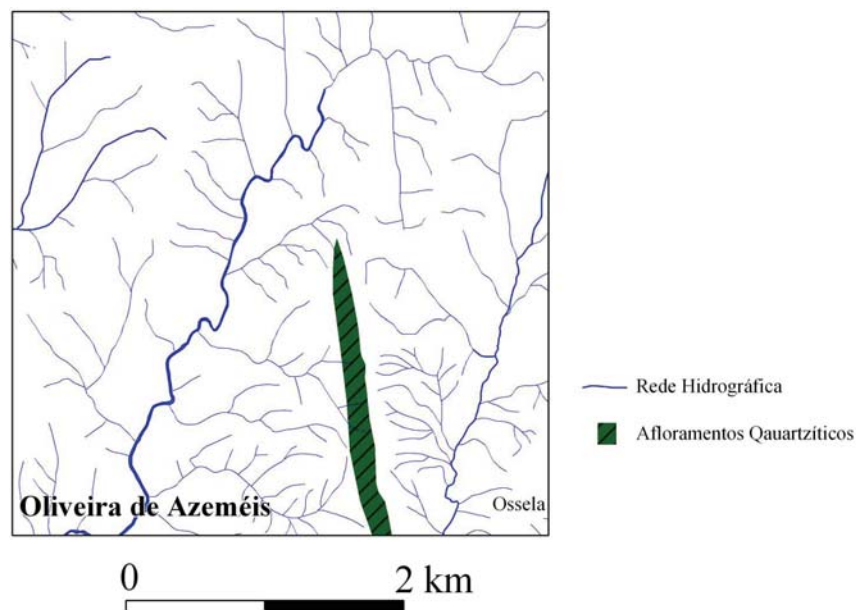


Figura 40 – Exemplo de um modelo de drenagem em áreas quartzíticas, na região de Oliveira de Azeméis.

A vegetação é pouco densa sobre as rochas quartzíticas. Normalmente só ocorre em locais onde a acumulação de materiais desagregados é grande, formando solo residual que permitirá o desenvolvimento e fixação de vegetação.

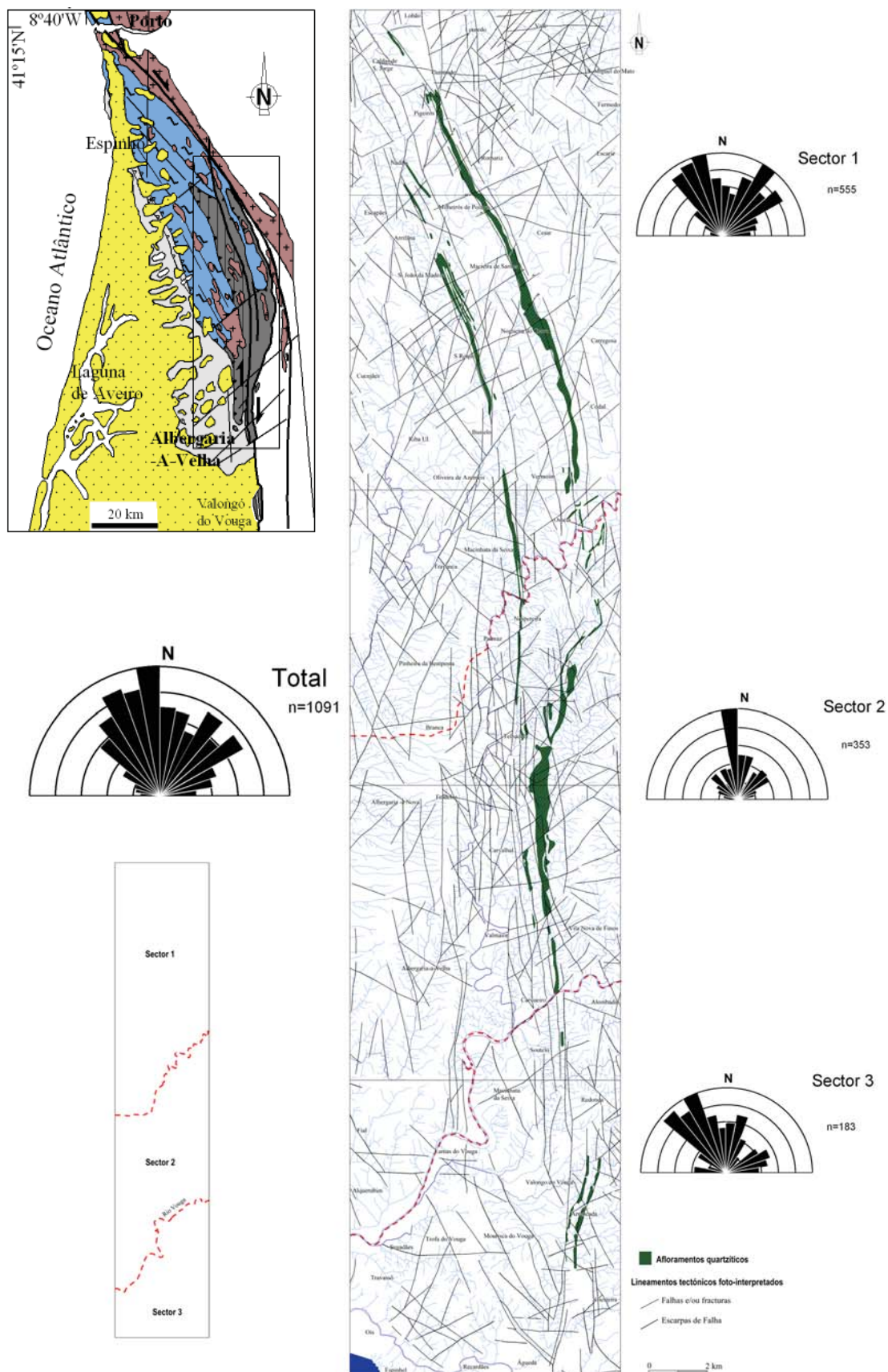


Figura 41 – Fracturação regional foto-interpretada a partir de fotografia aérea, na área em estudo, e diagramas de rosetas correspondentes (ver legenda geológica na figura 24).

Da análise estereoscópica da fotografia aérea realizada, resultou um mapa de síntese, apresentado na figura 41. É possível observar na figura a importância dos lineamentos tectónicos com direcção NW-SE, no primeiro sector, passando a uma direcção mais próxima de N-S no segundo sector, reflectindo claramente as direcções do acidente principal, a faixa de cisalhamento Porto-Coimbra-Tomar. No geral, predominam as direcções do quadrante NW (NW a N-S), e também as direcções conjugadas, com orientação próxima de NE-SW (relacionadas provavelmente com o sistema de falhas regionais associadas ao acidente tectónico regional, falha de Régua-Verín; Gomes et al., 2006).

Uma parte significativa da rede de drenagem corre inadaptada às cristas quartzíticas, como, por exemplo, os rios Caima, Antuã e segmentos do rio Vouga, que sugerem uma instalação em importantes acidentes tectónicos com orientação N-S e NE-SW.

Topograficamente, esta pode considerar-se uma área de baixa altitude. A tabela e o histograma que representam a distribuição das áreas de acordo com as altitudes (tabela 3, figura 42 e anexo 2) revelam claramente que grande parte da área se encontra a altitudes inferiores a 300 metros. As áreas aplanadas da designada Plataforma da Branca (Brum Ferreira, 1978) e as áreas aplanadas nas margens dos rios Vouga e Águeda, e a área Oeste do sector entre o rio Vouga e o rio Águeda contribuem de forma decisiva para a distribuição de altitudes.

Tabela 3 – Distribuição por classes hipsométricas das áreas a diferentes altitudes, na área em estudo.

	Sup (km ²)	SupAc (km ²)	%	% Ac
<50 m	46,99	46,99	10,8	10,8
50-100	73,34	120,33	16,9	27,7
100-150	77,99	198,32	17,9	45,6
150-200	60,31	258,63	13,9	59,5
200-250	67,94	326,57	15,6	75,1
250-300	47,25	373,83	10,9	86,0
300-350	29,09	402,92	6,7	92,7
350-400	17,66	420,58	4,1	96,8
400-450	8,06	428,64	1,9	98,6
450-500	4,33	432,97	1,0	99,6
500-550	1,20	434,17	0,3	99,9
550-600	0,38	434,55	0,1	100,0
>600	0,05	434,59	0,0	100,0

Sup – Superfície; SupAc- Superfície Acumulada; %Ac – Percentagem acumulada.

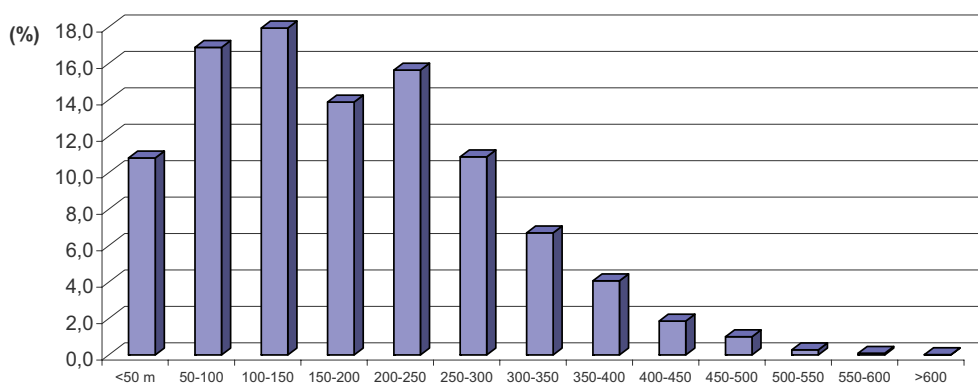


Figura 42 – Distribuição por classes hipsométricas das áreas a diferentes altitudes, na área em estudo.

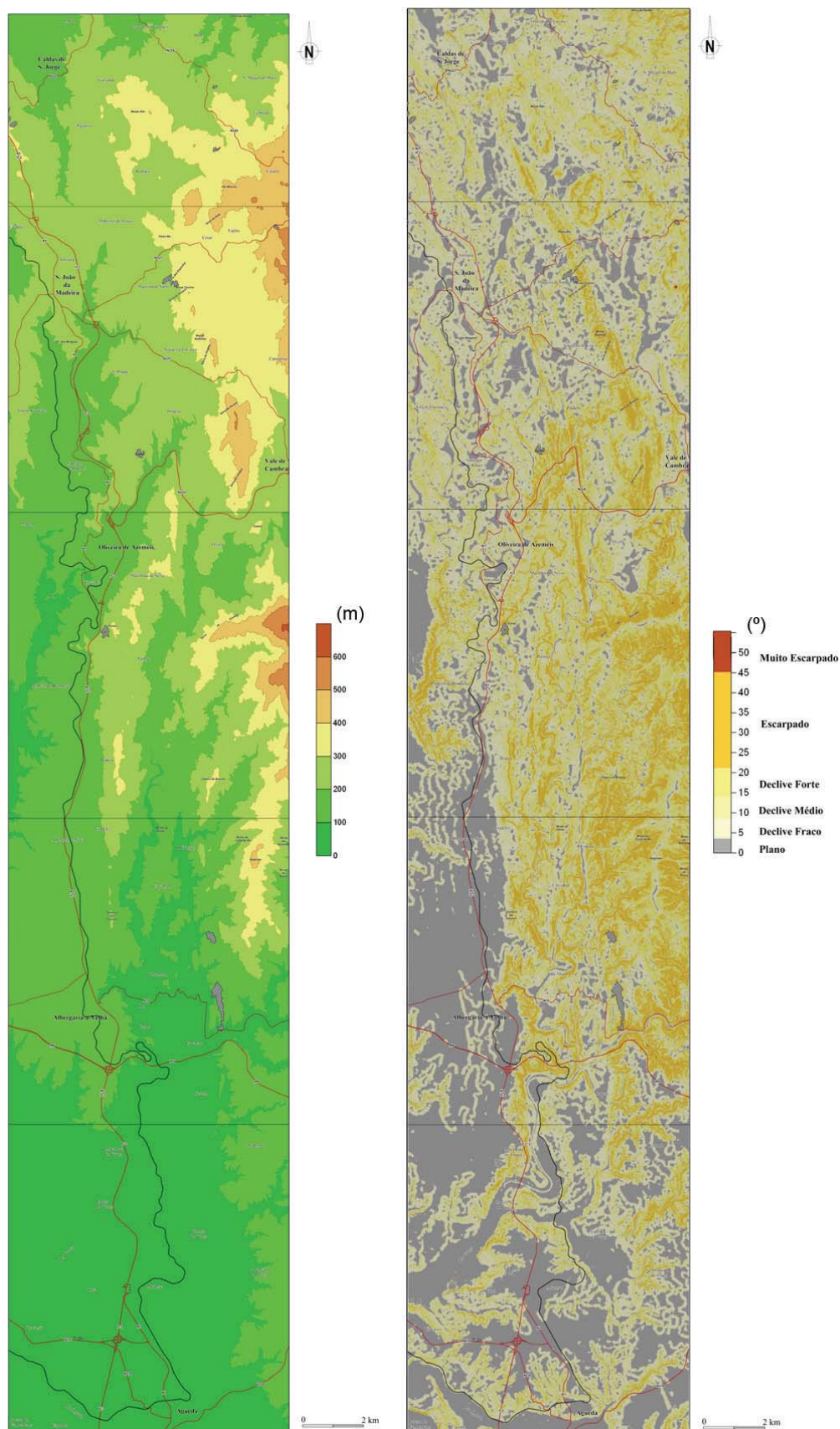


Figura 43 – Mapa hipsométrico e mapa de declives da área em estudo.

O mapa hipsométrico (figura 43) resulta necessariamente numa forte generalização da área de estudo, perdendo-se, na maior parte dos casos, os contornos importantes do relevo resultante da menor expressão topográfica dos afloramentos quartzíticos em alguns locais, em relação à morfologia envolvente; tal facto, não se passa no mapa de declives (figura 43) e no Modelo Digital de Terreno (MDT) (figura 45). De facto, os alinhamentos NNW-SSE a NW-SE evidenciados na topografia pelas cristas quartzíticas ressaltam-se claramente no relevo local, nomeadamente a Norte de Oliveira de Azeméis. Para Sul desta localidade, o relevo torna-se mais movimentado, e em termos de declives, torna-se difícil identificar os alinhamentos correspondentes aos afloramentos quartzíticos.

No entanto, no MDT as evidências dos afloramentos são bem visíveis na topografia, nomeadamente nas escarpas rigidamente alinhadas, com direcções próximas de N-S. Ressalta-se também na figura 45 o atravessamento das cristas quartzíticas pelos cursos de água, em direcções próximas de NE-SW. O exemplo mais claro é o alinhamento do rio Ínsua, que se estende desde as proximidades de Oliveira de Azeméis até um pouco a Norte de Carregosa, atravessando os imponentes afloramentos do ramo oriental entre as serras do Pindelo e do Pereiro. Neste local, a linha de fragilidade tectónica parece estar aproveitada pelo curso de água na sua instalação, facto este sublinhado pela diferença de altitudes das superfícies de topo das serras do Pindelo e do Pereiro, que se encontram a ca. de 440 metros e 510 metros, respectivamente (figura 44). Outro exemplo claro é o vale em garganta do Rio Vouga, junto à localidade de Mouquim, também ele aproveitando uma linha de fragilidade tectónica (figura 44).

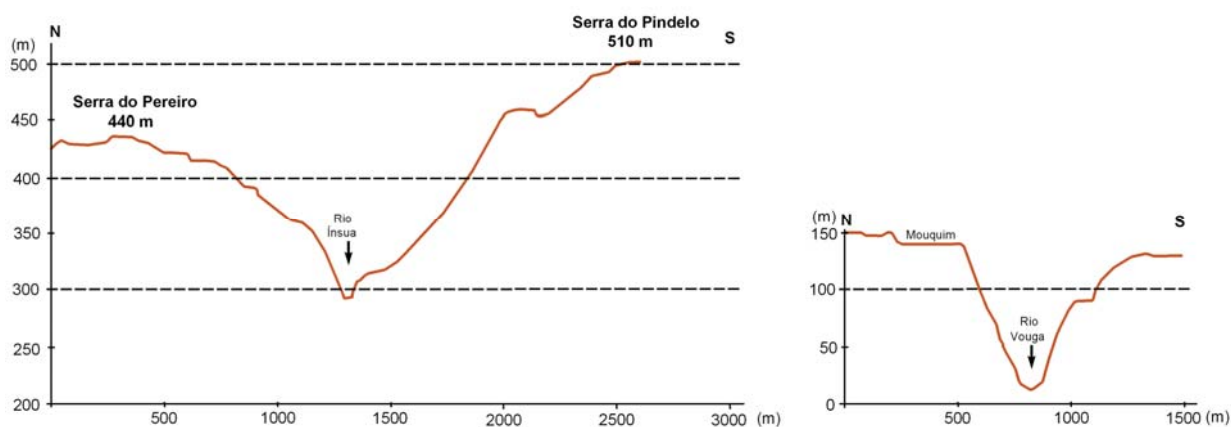


Figura 44 – Perfis transversais típicos no atravessamento das cristas quartzíticas.

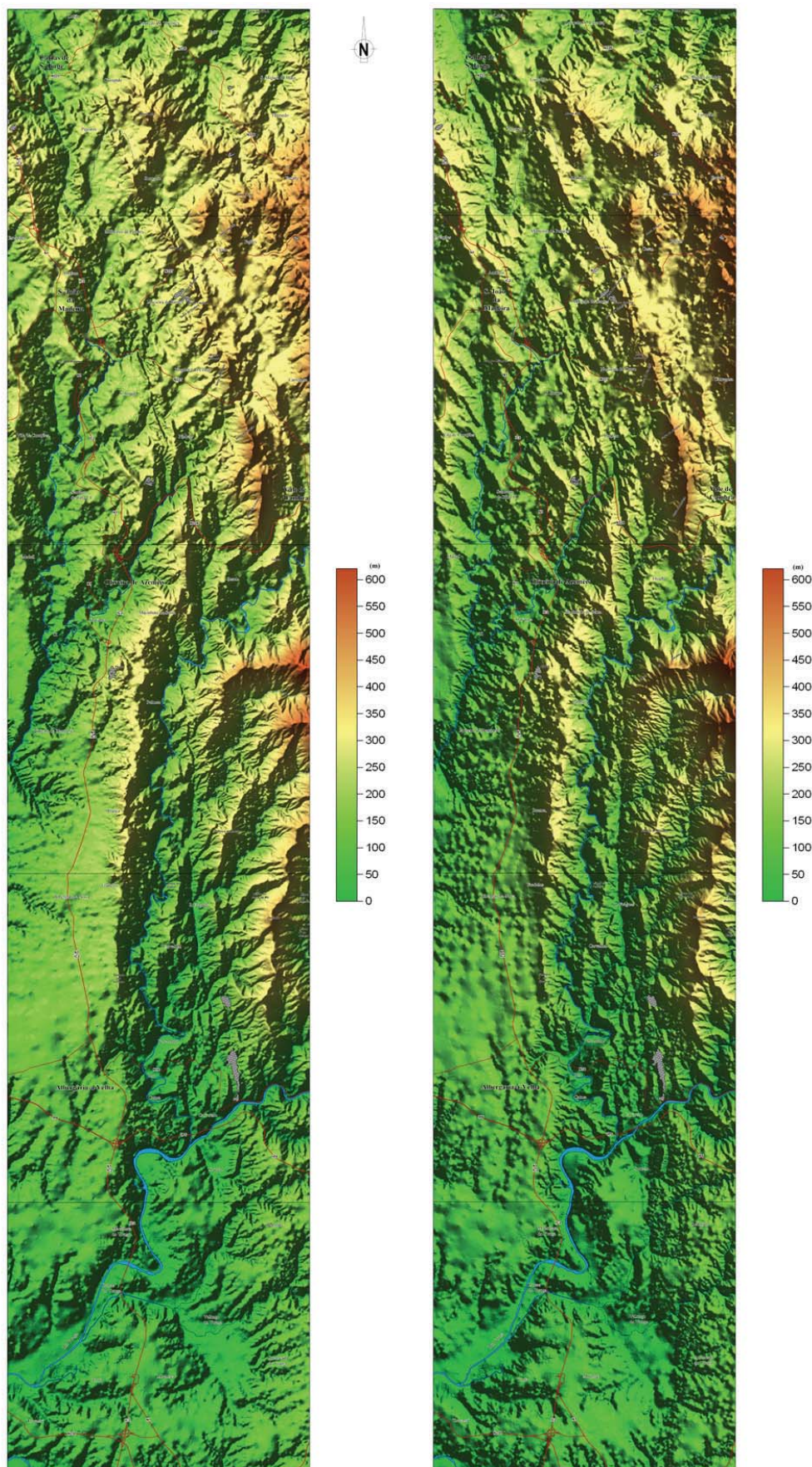


Figura 45 – Modelo Digital de Terreno da área estudada, com iluminação de NW (esquerda) e de NE (direita), e altura do Sol de 45°.

5.3. Estudo dos compartimentos morfotectónicos da área em estudo

5.3.1. Generalidades

Considerando o afastamento entre os dois alinhamentos quartzíticos, a continuidade e/ou a interrupção dos mesmos, a expressão topográfica e a morfologia associada, definem-se três compartimentos morfotectónicos regionais, a saber: i) De Caldas de S. Jorge ao vale do rio Caima (Pindelo - Ossela); ii) Do vale do rio Caima ao rio Vouga; iii) Desde o rio Vouga ao Norte de Águeda. Seguidamente apresenta-se uma análise detalhada de cada um dos sectores em que a área de estudo foi sub-dividida (figura 46).

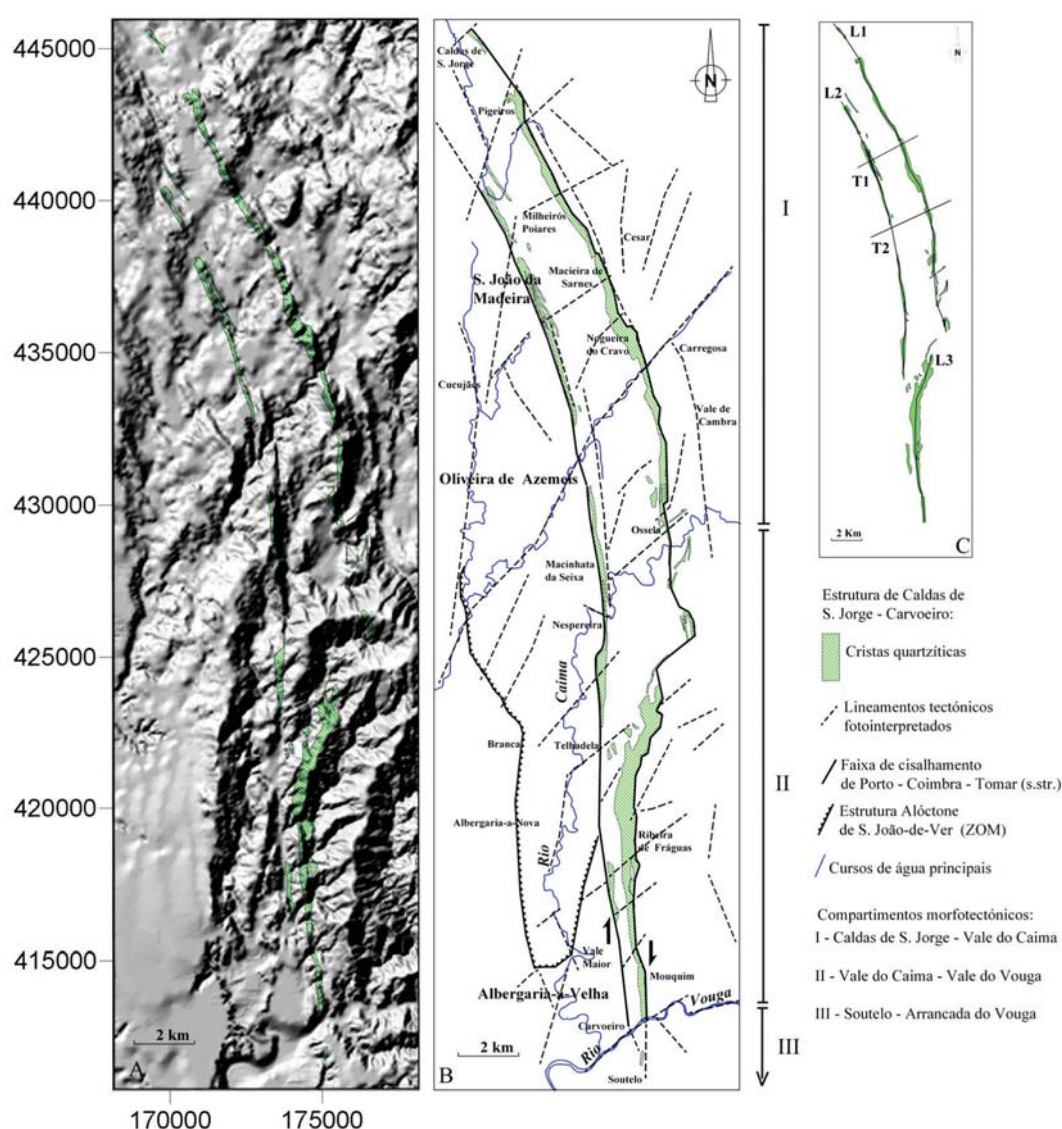


Figura 46 - Enquadramento morfotectónico dos alinhamentos quartzíticos da área de Caldas de S. Jorge (Lousosa) – Carvoeiro – Arrancada do Vouga (Águeda). A) Modelo digital de terreno, do tipo relevo sombreado, gerado a partir da digitalização das curvas de nível à escala 1/50.000 aplicando o método de “kriging”. Resolução da grelha de 50m; Sistema de coordenadas: UTM WGS84; B) Esboço geotectónico interpretativo do domínio estrutural de Caldas de S. Jorge–Carvoeiro–Arrancada do Vouga; C) Localização dos perfis topográficos transversais (T1, T2) e longitudinais (L1, L2, L3).

5.3.2. Sector 1: Caldas de S. Jorge – Rio Caima

O sector 1 localiza-se desde Caldas de S. Jorge (SE de Lourosa) até ao vale do rio Caima (Ossela). Em traços muito gerais podemos referir que este sector se caracteriza por duas faixas de colinas quartzíticas distanciadas entre si ca. 2km, definindo elevações destacadas e rigidamente orientadas. Destacam-se dois alinhamentos quartzíticos, paralelos, topográfica e litologicamente bem definidos, nos quais o ramo oriental evidencia maior expressão morfológica (v.g. Pereiro, 515m). A maior espessura do alinhamento oriental reflecte-se na dificuldade dos cursos de água em ultrapassar a barreira quartzítica, o que é normalmente materializada por um vale em garganta de paredes quase verticais (e.g., Carregosa e v.g. Pedra Má). As superfícies arrasadas do topo estão bastante degradadas e o ramo oriental evidencia um basculamento para Norte dado que as passagens dos cursos de água se fazem a cotas mais elevadas.

Os afloramentos quartzíticos iniciam-se nas proximidades da localidade de Caldas de S. Jorge (figura 47), junto à povoação de Tagilde, num afloramento descontínuo, com cerca de 1km de extensão, e de 50 a 100 metros de largura máxima, cujas cotas mais altas rondam os 180 a 205 metros, constituindo o primeiro afloramento do ramo oriental.



Figura 47 – Aspectos do afloramento quartzítico de Tagilde, próximo de Caldas de S. Jorge. Na imagem da direita pode observar-se um aspecto da meso-fracturação que frequentemente afecta os quartzitos.

Um pouco mais a Sul surge um afloramento contínuo, com cerca de 15 km de extensão, e espessura muito variável, entre os 100 m e os 500 m. De Norte para Sul, o afloramento situa-se entre Azevedo de S. Jorge e Estoze (290 – 300 m), Pigeiros (313m), Romariz (368m) (figuras 48 e 49), Milheirós de Poiares e v.g. Pedra Má (396m), Macieira de Sarnes, Serra dos Esporões (396 m) (figura 54), Serra do Outeiro (408 m), Monte Redondo (411 m), Serra de Pindelo (437m), Serra do Pereiro (511 m) e v.g. Pereiro (515m), Serra de Lordelo (470 m), terminando próximo de Baralhas (376m). Um pouco a Sul da Serra de Lordelo começam a surgir as primeiras perturbações na continuidade dos afloramentos quartzíticos. Surge aqui, a Oeste do afloramento principal, um pequeno afloramento com cerca de 1 km de extensão, e largura variável entre os 50 e os 250 metros, e as cotas rondam os 400 metros. Nas proximidades de Ossela, no Castro de Baralhas, e da localidade de Mosteiro, a perturbação estrutural dos afloramentos quartzíticos é

intensa. Aqui os afloramentos surgem retalhados, em direcções diversas, e com cotas mais baixas, não materializando o topo das elevações.



Figura 48 – Aspecto do ramo oriental, junto da localidade de Gaiate (Romariz).

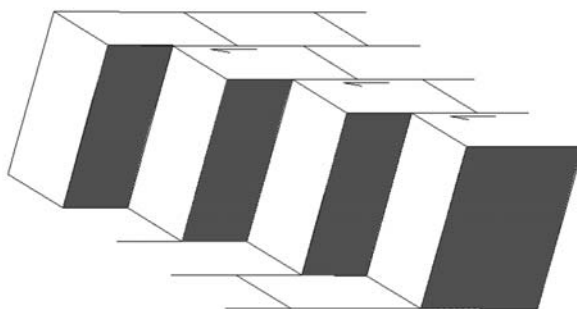


Figura 49 – Aspecto de pormenor do afloramento de Gaiate (Romariz), e esquema interpretativo da movimentação relativa dos blocos.

Os primeiros afloramentos do ramo ocidental surgem, por sua vez, 4 km a Sul dos afloramentos do ramo oriental, próximo das localidades de Nadais e Estoze (figura 50 e 51). Aqui existem dois afloramentos paralelos, afastados cerca de 300 metros, com direcção aproximada NW-SE, e com larguras que não atingem os 100 metros. As cotas de topo não ultrapassam os 250 metros. Para Sul, entre S. João da Madeira e Bustelo, passando por S. Roque e Pindelo (figura 55), os afloramentos são contínuos, com larguras entre os 100 e os 200 m, e as cotas raramente ultrapassam os 300 metros. O atravessamento das cristas pelo rio Ínsua constitui a primeira quebra na continuidade dos afloramentos quartzíticos, numa passagem de direcção NE-SW. Após, aproximadamente 2 km de interrupção, surge um novo afloramento com cerca de 4km de extensão, e cerca de 200 m de largura, com cotas máximas situadas por volta dos 340 metros, entre as localidades de Ribeira de Cima, de Ribeira de Baixo, até às cercanias da Fábrica Velha de Papel do Caima.



Figura 50 – Aspecto brechóide dos afloramentos quartzíticos do ramo ocidental, junto a Estoze.

O ramo oriental evidencia sempre a maior expressão morfológica (v.g. Pereiro, 515m). As colinas quartzíticas, distanciadas entre si ca. 2km definem elevações destacadas e rigidamente orientadas, que correspondem a duas imponentes cristas quartzíticas. Um aspecto que reflecte a maior possança do alinhamento oriental prende-se com a dificuldade dos cursos de água em ultrapassar a barreira quartzítica, materializada nos já referidos vales em garganta de paredes quase verticais.



Figura 51 – Outro aspecto dos afloramentos quartzíticos na localidade de Estoze. São também visíveis os efeitos dos incêndios do Verão de 2005 na área de estudo, permitindo destacar os afloramentos quartzíticos.

Os perfis longitudinais (figura 52), realizados ao longo do topo das cristas quartzíticas, demonstram que as superfícies arrasadas do topo estão bastante degradadas. O ramo quartzítico oriental evidencia um basculamento para Norte que se mantém nas passagens dos cursos de água através das cristas, uma vez que estas se fazem a cotas mais elevadas, à medida que seguimos para Sul. É notória também a ocorrência de uma certa regularidade no estabelecimento das passagens dos cursos de água de ordem superior (*'water gaps'*⁸), em que os entalhes mais profundos surgem com intervalos de aproximadamente 5 a 6 km.

⁸ *Water Gap*: garganta fluvial escavada num interflúvio. Pode tornar-se *Wind Gap* quando, durante a organização da rede de drenagem, o canal é capturado por um outro com força de incisão maior, deixando o canal original abandonado.

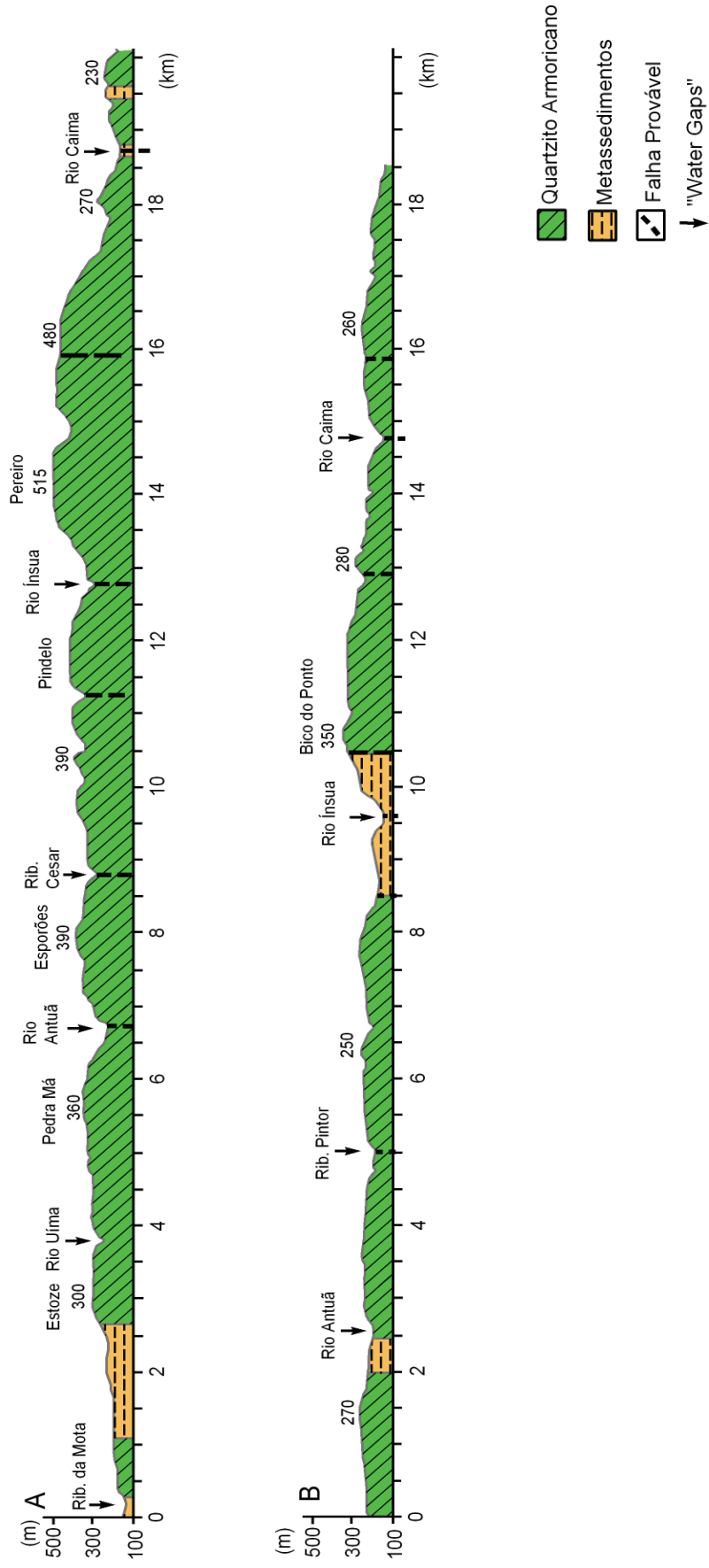


Figura 52 - Perfis longitudinais das cristas quartzíticas do sector 1 (A: Ramo Oriental; B: Ramo Ocidental)
 (Ver localização, figura 46)

O sector entre a ribeira de Cesar e o rio Ínsua parece ligeiramente abatido em relação ao basculamento geral, o que sugere a influência de falhas transversais, com orientação média NE-SW, sobre as cristas quartzíticas e, em parte explicará, neste local, a intersecção da crista pelo rio Ínsua. O ramo ocidental apresenta sempre menor expressão morfológica (figura 53). O topo da crista é relativamente aplanado até ao rio Ínsua com altitudes que rondam os 250 a 270m. A Sul, o afloramento quartzítico ganha maior importância, sobretudo a partir do v.g. do Bico do Ponto (315 m) até ao rio Caima.

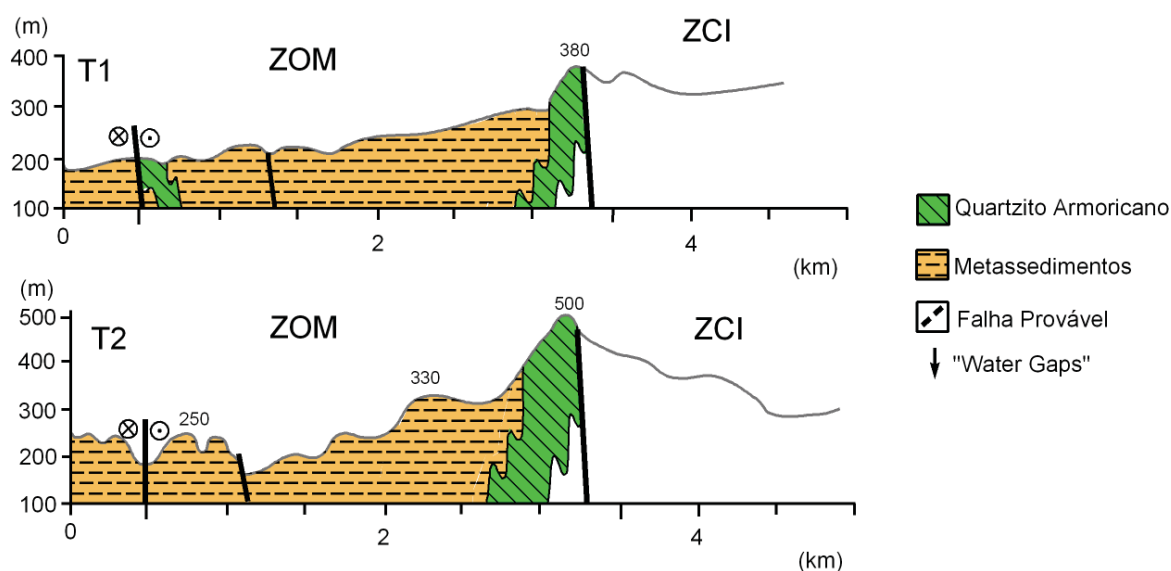


Figura 53 – Perfis transversais das cristas quartzíticas, no sector 1 (T1 e T2) (ver localização figura 46).

É curioso verificar que a passagem do rio Ínsua se faz aqui segundo o mesmo alinhamento que intersectou o ramo oriental. Os vales, quase sempre assimétricos, sugerem uma origem tectónica. No geral, o alinhamento quartzítico está basculado para Sul. Contudo, as falhas transversais adquirem grande importância, seccionando a própria crista ao colocar as superfícies do topo a cotas diferentes, configurando uma tectónica "em escadaria" à medida que se avança em direcção a Sul.



Figura 54 – Aspectos do afloramento quartzítico na Serra dos Esporões (Macieira de Sarnes).



Figura 55 – Monte Redondo e Serra do Pindelo, vistas de Nogueira do Cravo.

A intersecção dos dois ramos quartzíticos pelos cursos de água, para além da sua expressão vertical já referida (gargantas estreitas), reveste-se de outras particularidades morfológicas. O ramo oriental do afloramento quartzítico impõe um degrau vincado no perfil longitudinal, constituindo um obstáculo importante à erosão regressiva, criando, em consequência, um nível de base local (Brum Ferreira, 1978).

A montante, esta barreira de resistência promove a erosão lateral e o consequente alargamento dos vales. A jusante, na passagem pelo ramo ocidental quartzítico, não é visível qualquer modificação no perfil longitudinal (figura 56). Os quartzitos não oferecem, neste caso, grande resistência ao atravessamento da crista pelo curso de água. O outro ressalto visível no perfil desta ribeira está relacionado com uma importante falha regional — coincidente com a estrutura denominada por “Filão Metalífero das Beiras” (C. Ribeiro, 1860) — ramo oeste da megaestrutura do Pindelo (Chaminé, 2000).

Os depósitos de vertente são normalmente de fraca espessura, confundindo-se muitas vezes com o próprio solo que naturalmente os recobre. A sua observação é, em termos espaciais, muito limitada, restringindo-se a algumas áreas em que as intervenções humanas, por movimentações de terras para construção de infra-estruturas, por exemplo, dá origem a cortes passíveis de serem estudados.

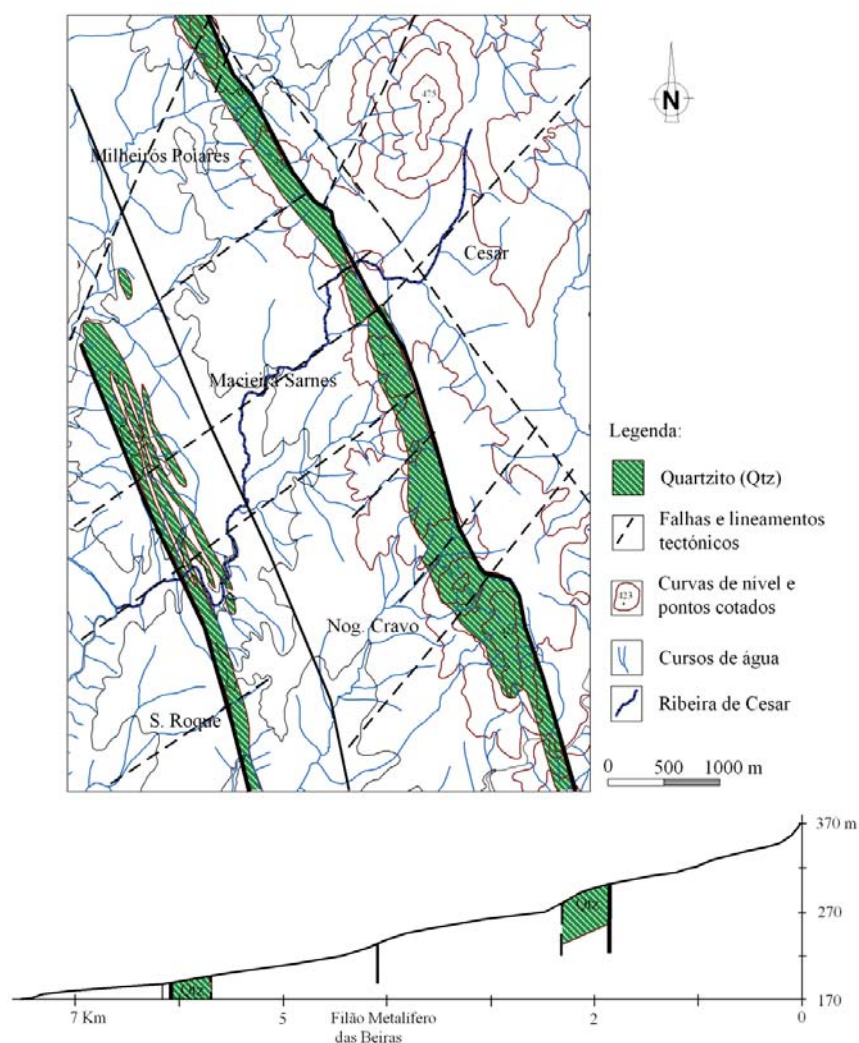


Figura 56 – Perfil longitudinal da ribeira de César, ilustrando o efeito barreira provocado pelos quartzitos no perfil longitudinal dos cursos de água.

Em termos de rolamento, estes depósitos apresentam normalmente calhaus pouco rolados a sub-rolados, e de dimensões reduzidas, raramente ultrapassando os 15 a 20 cm. A presença deste tipo de calhaus pouco rolados (maioritariamente quartzíticos) denuncia um transporte curto, e naturalmente uma pequena distância à fonte. Servem de exemplo os afloramentos patentes na figura 57, na zona industrial de Nogueira do Cravo, em que a distância às cristas que servem de fonte aos depósitos não ultrapassa 1 km. No interior das cristas quartzíticas surgem xistos de idade ordovícia, frequentemente afectados por importantes fracturas (figura 57).



Figura 57 – Falha afectando xistos (ordovícico) e depósito de vertente na zona industrial de Nogueira do Cravo.

Por vezes surgem depósitos de vários tipos misturados e/ou aflorando contiguamente. Na área de Nogueira do Cravo, observam-se, na mesma vertente, depósitos de vertente, compostos por blocos de quartzito muito angulosos, com matriz mais grosseira na base e a seu lado, individualizado, um pequeno canal, preenchido com material heterométrico. A forma mais rolada dos clastos e a matriz mais abundante denunciam uma maior presença de água durante o processo de transporte, do qual resultam calhaus um pouco menos angulosos, mas que não deixam de aludir à pequena distância à área-fonte (figura 58 e 59).



Figura 58 – Localização dos depósitos de Nogueira do Cravo.

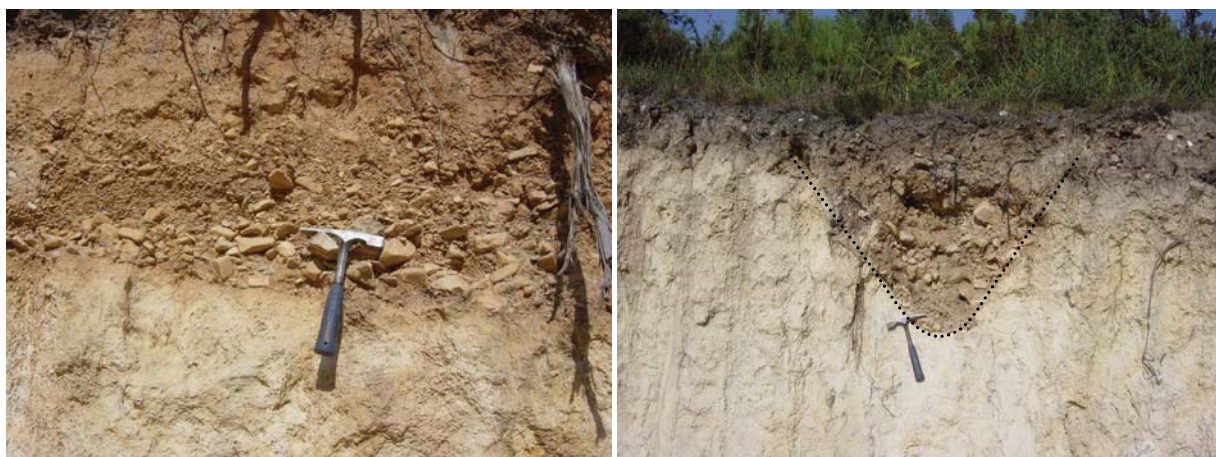


Figura 59 – Aspecto de pormenor do depósito de vertente, onde se pode observar a matriz mais grosseira na base, e, na imagem da direita, a individualização de um pequeno canal preenchido.

Na Serra de Pereiro, próximo do topo da elevação (515m), a Oeste da localidade de Codal, surge um pequeno depósito de vertente, muito heterométrico e misturado com o solo residual. Os clastos mais grosseiros, essencialmente quartzíticos, são muito angulosos, facto que deriva da intensa fracturação que as rochas quartzíticas apresentam neste local. O transporte, neste caso, muito curto (ordem dos metros), é resultante apenas da força da gravidade. No entanto, o peso deste tipo de depósitos, associado a vertentes muito abruptas, gera, por efeito da mesma força da gravidade, deslocamentos na estrutura das camadas, inicialmente verticais ou sub-verticais (figura 60 e 61).



Figura 60 – Aspectos do depósito de vertente e deslocamento do afloramento quartzítico na Serra de Pereiro.

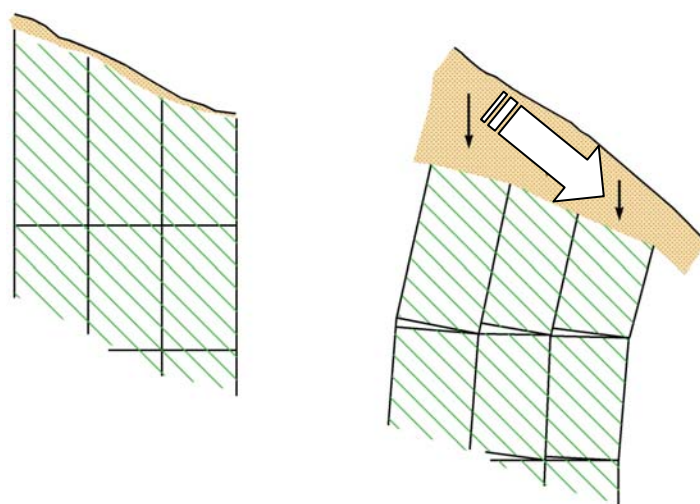


Figura 61 – Esquema do deslocamento das camadas provocado pelo efeito da gravidade (González de Vallejo et al., 2002).

A leste da Serra de Pereiro surge a depressão de Vale de Cambra (figura 62), que se situa já nos domínios da Zona Centro-Ibérica, fazendo parte de um conjunto de depressões de formato alveolar, referenciadas por Brum Ferreira (1978) e por Rochette Cordeiro (1992a,b).

De facto, na literatura geomorfológica regional, a presença destas depressões do tipo alveolar é uma das características mais originais dos relevos a ocidente do Maciço da Gralheira (Brum Ferreira, 1978), facto a que se refere também Rochette Cordeiro (1992a) para a região a norte do Vouga. Este último, refere que a génese destas formas estará ligada a factores climáticos e a factores estruturais, em que a alteração da estrutura interna das rochas granitóides ocorre sobretudo por ataque químico, preferencialmente em climas com temperaturas e humidades elevadas. Posteriormente, e num clima de regime semi-árido, a concentração de grandes quantidades de precipitação em curtos períodos de tempo favoreceu a remoção espasmódica dos materiais alterados.

Rochette Cordeiro (1992b) refere, como factores favoráveis à ocorrência de formas do tipo alveolar, um conjunto de cinco factores, a saber:

- A composição químico-mineralógica dos batólitos, em que a presença de anortite em maiores quantidades, bem como os componentes ferromagnesianos (Ferro total e MgO) são factores de favorabilidade, ao contrário das composições mais ricas em sílica (e naturalmente quartzo), que são indicadores de maior resistência à meteorização;
- A textura dos materiais granitóides influencia o processo de meteorização e desagregação, quanto mais heterométricos e alinhados forem os materiais dentro da massa granítica maior a tendência para a desagregação;

- A porosidade de microfissuração, contribuindo esta para uma maior circulação de água dentro da massa granítica, favorecendo os já referidos processos de meteorização;
- O papel morfológico das margens dos batólitos, uma vez que as rochas associadas às auréolas de metamorfismo de contacto são habitualmente mais resistentes à erosão, funcionando como barreira, retendo a água no interior do batólito, e promovendo assim os processos de meteorização. A mesma situação ocorre no caso de se verificar a existência de cristas quartzíticas a jusante dos batólitos, como é o caso da depressão de Vale de Cambra, fechada a leste pela Serra do Pereiro (figuras 62 e 66);
- A tectónica surge como um factor de favorabilidade, na medida em que facilita a penetração da água no corpo granítico, formando áreas mais favoráveis à alteração química.



Figura 62 – Panorâmica da depressão de Vale de Cambra, vista do topo da Serra de Pereiro.

A depressão de Romariz – Vale de Cambra surge como o exemplo mais claro deste tipo de formas na área em estudo, porlongando-se na direcção NNW-SSE por cerca de 10 km, com cerca de 2km de largura.

Para a caracterização do padrão de fracturação deste primeiro sector (e dos seguintes), sintetizou-se o máximo de informação possível, nomeadamente a proveniente dos mapas geológicos, a diferentes escalas, a fracturação deduzida a partir da rede hidrográfica⁹ (figura 63). Assim, e como é visível na figura 64, neste primeiro sector, destacam-se claramente dois quadrantes principais, que aglutinam uma grande parte das direcções da fracturação regional. É visível na figura a importância das direcções do quadrante NW. Tal facto deve-se claramente à importância que aqui assumem as orientações médias (NNW-SSE) da fracturação regional da designada *faixa de cisalhamento de Porto – Albergaria-a-Velha* (Chaminé, 2000). No entanto, neste sector, as direcções conjugadas assumem também uma importância acrescida, em particular, da evolução geológica pós-Varisca e Alpina (Cabral, 1995). De facto, Gomes et. al. (2006) apontam a importância capital das falhas com direcção média NNE-SSW, ou seja, as direcções paralelas aos grandes acidentes tectónicos principais, como sejam a falha Verin-Régua-Penacova e a falha Bragança-Vilarica-Manteigas.

⁹ A fracturação deduzida a partir da rede hidrográfica seguiu os critérios propostos por Christopholetti (1980), a saber: troços rectilíneos, mudanças bruscas de direcção (frequentemente em ângulos agudos), confluência de dois afluentes a um curso de água principal no mesmo local, e nascentes e sentido de drenagem opostas e alinhadas.

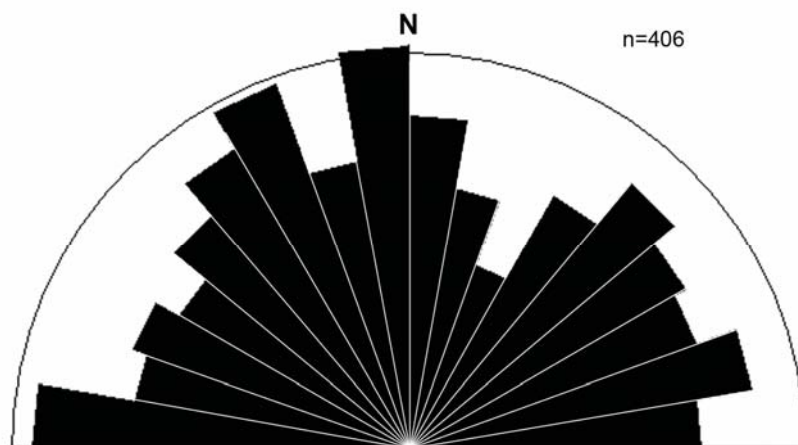


Figura 64 – Diagrama de rosetas da fracturação regional deduzida a partir da rede hidrográfica para o sector 1.

A estrutura denominada por “Filão Metalífero das Beiras” (C. Ribeiro, 1860) — ramo oeste da megaestrutura do Pindelo (Chaminé, 2000) surge, por vezes, sob a forma de filão-falha. Em certos locais, o filão de quartzo mineralizado do qual se exploravam recursos minerais como o Chumbo e o Arsénio encontra-se muito esmagado, e a sua identificação é bastante difícil. A cerca de 1km de Vermoim (Ossela), o “Filão Metalífero” surge apenas sob a forma de falha, em que apenas é possível verificar uma importante faixa de esmagamento muito alterada, e que cria problemas de estabilidade nos taludes das vias de comunicação rodoviárias. Assim, a solução de engenharia geotécnica encontrada neste local foi a construção, depois de retirado o material alterado, de um muro de gabiões, com cerca de 15 metros de largura e cerca de 20 metros de altura.



Figura 65 – Pormenor de uma falha associada ao “Filão Metalífero das Beiras”, e solução de engenharia para minimizar os efeitos da mesma na construção e manutenção de vias de circulação.



Figura 66 – Panorâmica da Serra do Pereiro e Srª da Graça.

Tal como foi referido na metodologia, durante o trabalho de campo foi usado um esclerómetro portátil, que permite avaliar de forma expedita, no campo, a resistência do material à compressão uniaxial simples (*Uniaxial Compressive Strength* – UCS), por estimativa, a partir do valor do *ressalto* (“Rebound” – R) medido nos ensaios de campo. Tal estudo foi efectuado, preferencialmente, em cortes perpendiculares ou oblíquos à orientação principal das cristas, aproveitando naturalmente os perfis gerados pelas vias de comunicação.

O primeiro local analisado foi um talude na EN327, junto à localidade de Cimo de Vila (Cesar), um pouco a Sul do v.g. da Pedra Má (396m). Com a técnica da amostragem linear aplicada a maciços (Chaminé & Gaspar, 1995), recorrendo então a uma fita graduada de 25m, foram efectuados levantamentos das descontinuidades que a intersectam, distando os pontos de amostragem 1m entre si, tal como o representado na figura 67.

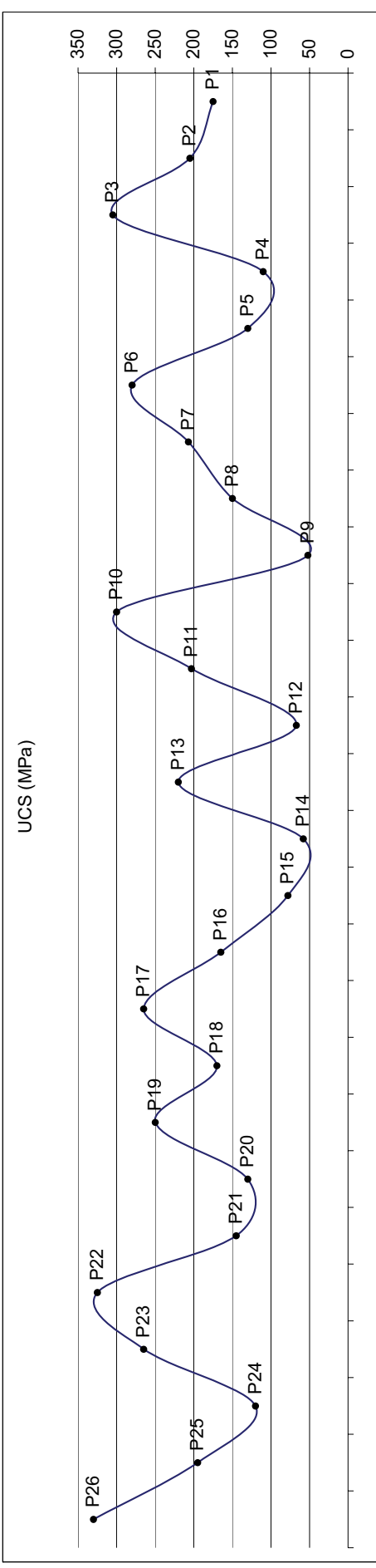
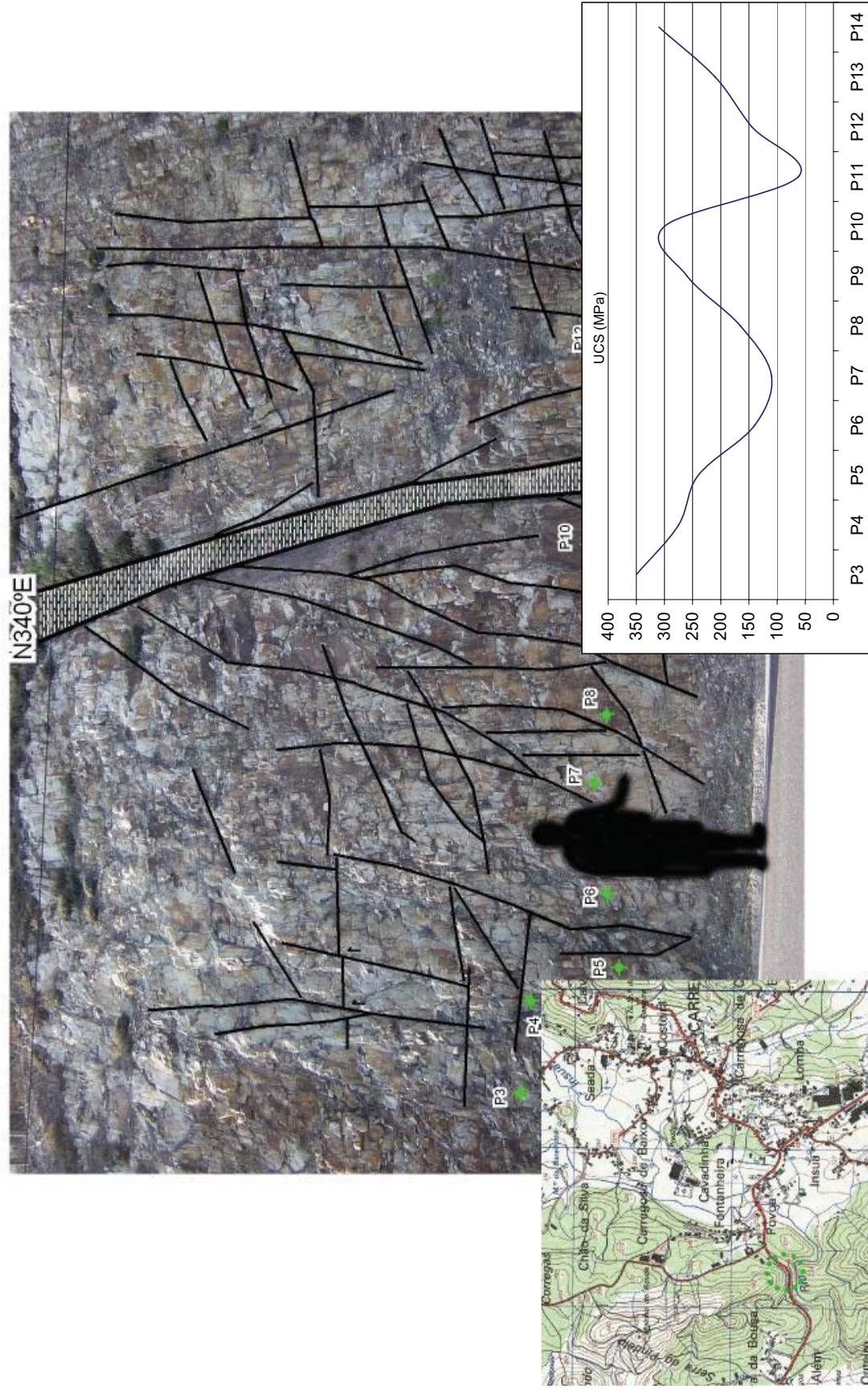


Figura 67 – Perfil geomecânico de Cimo de Vila (Cesar).

Os valores de UCS obtidos revelam uma heterogeneidade no comportamento dos quartzitos, no que respeita a este factor, contrariamente aos valores elevados uniformes que seriam de esperar. À primeira vista, ressaltam logo as importantes fracturas que acompanham a crista quartzítica em direcções paralelas ou sub-paralelas. Foi identificada, no sector mais a Leste uma importante falha, com uma zona de esmagamento (“fault-gouge”) com cerca de 10cm, e com direcção aproximada N20°W; sub-vertical. Foram ainda identificados uma série de planos de descontinuidades com orientações aproximadas ou com direcções conjugadas. Uma pequena ribeira no atravessamento da crista quartzítica, localizada a alguns metros a sul do local referido parece aproveitar as referidas orientações conjugadas. O processamento dos valores num gráfico permite individualizar rapidamente áreas de resistências bastante elevadas, atingindo por vezes valores superiores a 300 MPa, assim como outras áreas, bem definidas, em que se atingem os valores mínimos, cerca de 50 MPa, estes últimos estando localizados em zonas mais fracturadas e alteradas do próprio talude.

O talude seguinte localiza-se na E.N. 227, junto à povoação da Póvoa (Carregosa), a Sul da Serra do Pindelo. Neste corte foi identificada uma falha importante, também ela sub-vertical e com a mesma direcção da que foi observada no corte anterior (N20°W ou N340°E), mas agora atingindo a zona de esmagamento cerca de 40-60 cm. A individualização de blocos de maiores dimensões permitiu ainda que os valores de UCS sejam também mais elevados, individualizando-se duas áreas, afectadas por uma fractura importante e pela referida falha, em que os valores de resistência decrescem para cerca de 100 MPa e 50 MPa, respectivamente (figura 68).

O corte seguinte localiza-se a Sul da Serra do Outeiro, na nova estrada que liga Nogueira do Cravo à sua Zona Industrial. Neste local foi possível localizar claramente o contacto de uma área de quartzitos maciços e outra de quartzitos com xistos intercalados, alguns metros a Leste do contacto com os xistos do Complexo Xisto-Grauváquico da Zona Centro-Ibérica. Neste local as variações nos valores de UCS são, naturalmente, bastante elevadas, tal como nas situações anteriores. No entanto, os grandes blocos, gerados por um padrão de fracturação mais afastado, geram, também, valores mais elevados de UCS. Os valores mais baixos situam-se, naturalmente, nas proximidades de fracturas. O aspecto mais relevante deste local é gerado pela proximidade ao referido contacto, e pela unidade de quartzitos e xistos intercalados, que apresentam, naturalmente, valores de UCS bastante mais baixos que os quartzitos maciços que os ladeiam (figura 69)



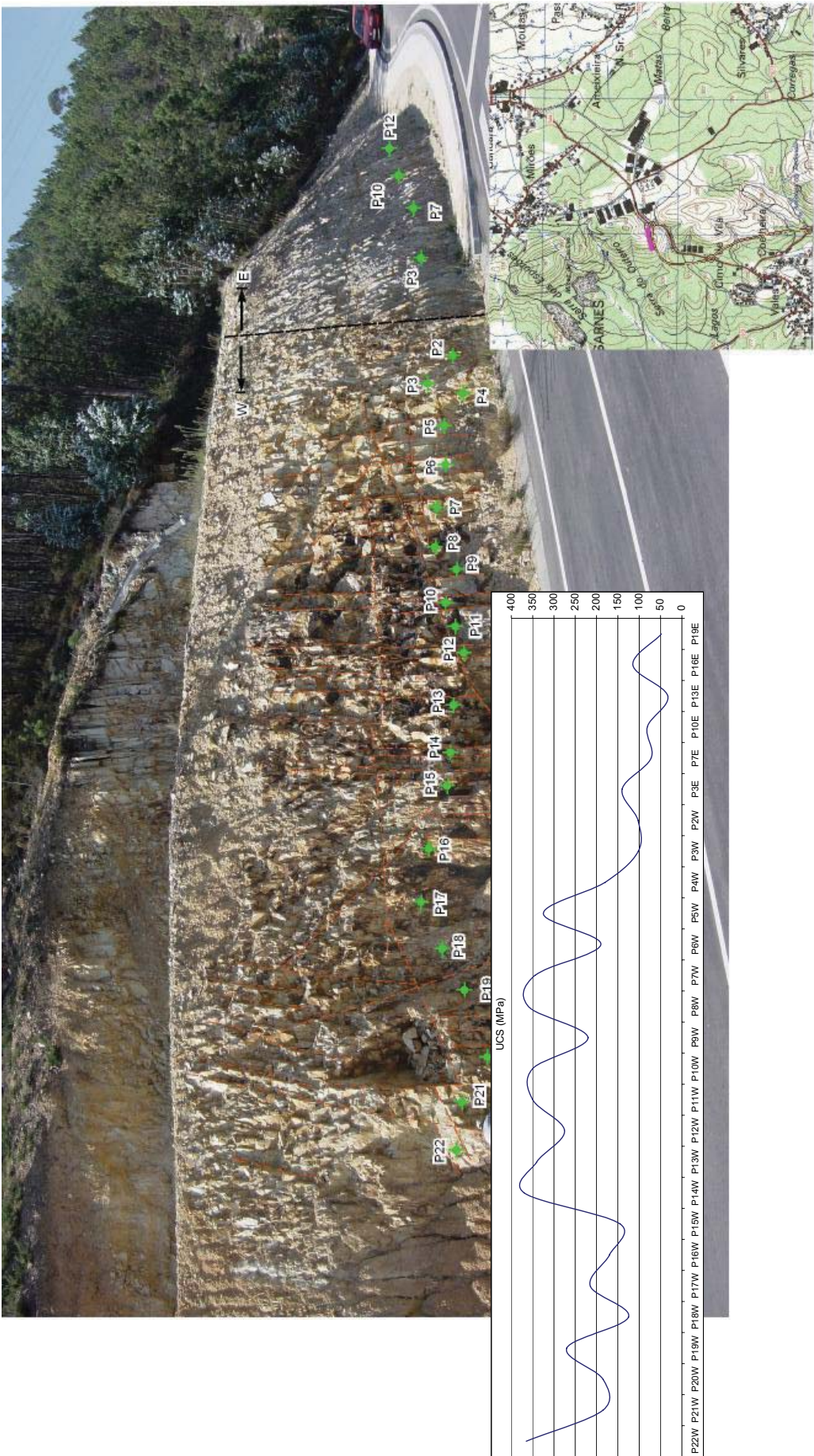


Figura 69 – Perfil geomecânico da Zona Industrial de Nogueira do Cravo.

No afloramento ocidental, surge também o último corte digno de registo, na estrada que liga Nogueira do Cravo a Pindelo, substituindo a N227-1, nas proximidades da localidade de Ladeiras (figuras 70 e 71), cortando obliquamente o afloramento do ramo ocidental. Neste local, os valores de UCS são bastante mais baixos que os registados nos casos anteriores, sobretudo devido à fracturação bastante mais intensa e menos espaçada. Os valores de UCS não ultrapassam os 150 MPa, sendo este valor atingido num ponto de amostragem localizado num plano de fractura importante, e num bloco compacto de dimensões superiores.

Um pouco mais a Sul encontra-se um importante filão de quartzo, que atravessa os quartzitos, aproveitando uma importante falha, com aparente movimentação vertical normal. Este parece separar dois importantes blocos quartzíticos, com UCS bastante díspares. Assim, como é visível na figura 71, o bloco abatido parece apresentar valores de UCS bastante mais elevados, revelando uma competência superior, facto que se reflecte em termos topográficos, sendo este o bloco topograficamente mais elevado, devido, naturalmente, a uma menor desagregação.

Em suma, as variações laterais nos valores de UCS revelam claramente o papel da fracturação no controlo da competência e resistência dos materiais quartzíticos. Tal facto explica também a inexistência de explorações deste tipo de material na área. De facto, a maior ocupação humana (que frequentemente colide com as explorações de georrecursos), aliada ao baixo valor económico deste recurso e à sua fácil substituição por outro (os agregados produzidos a partir de granitóides são claramente dominantes no nosso país, sobretudo pela quantidade de recurso disponível e pela maior facilidade de controlo dos lotes finais em termos de qualidade e homogeneidade granulométrica, quando comparada com materiais quartzíticos que apresentam variações laterais brutais) tornam a área deste primeiro sector pouco atractiva do ponto de vista da exploração do georrecurso quartzítico.

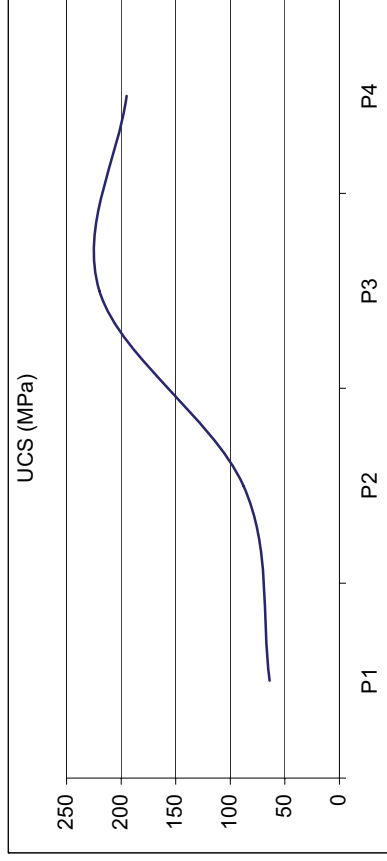
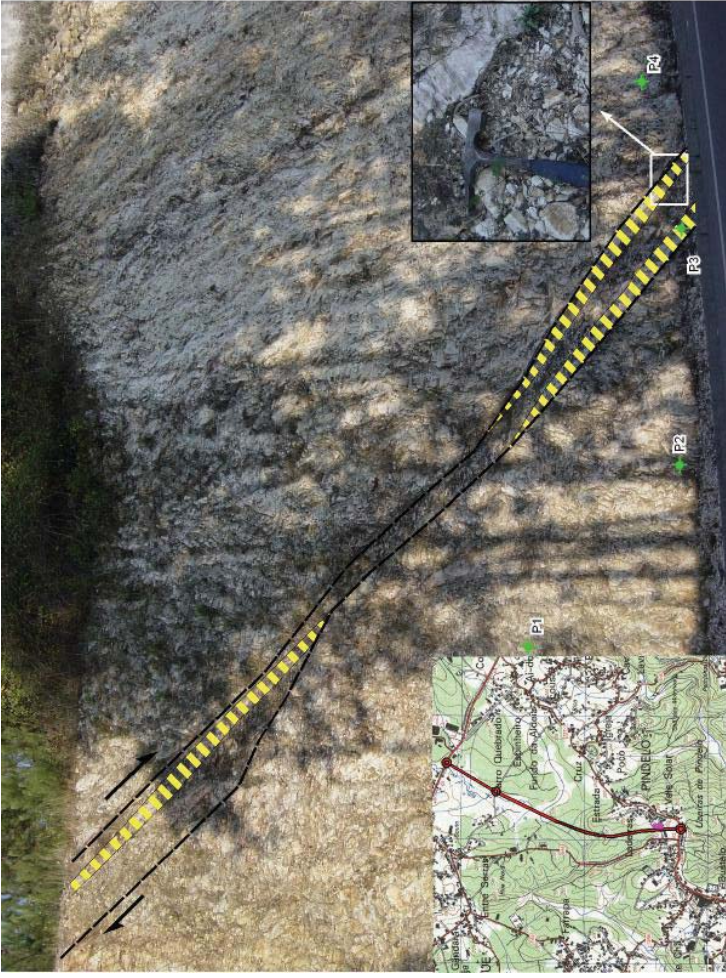


Figura 71 - Perfil geomecânico de Ladeiras (Pindelo) (pormenor).

5.3.3. Sector 2: Rio Caima – Rio Vouga

O sector 2 localiza-se desde o vale do rio Caima até ao rio Vouga. Os dois alinhamentos convergem, perdendo definição cartográfica e morfológica (anexo 1), apresentando-se o ramo oriental melhor conservado. A crista ocidental reduz-se a um pequeno segmento que se desenvolve para Sul de ribeira de Fráguas. Neste sector, os cursos de água intersectam os quartzitos a cotas que rondam os 90 a 100m., e os materiais encontram-se bastante desagregados, resultado da intensa micro-fracturação que afecta estes materiais (figura 72). Neste sector verifica-se ainda uma perturbação generalizada no alinhamento das cristas quartzíticas desde o vale do rio Caima até às proximidades da localidade de Vilarinho de S. Luís (Ossela) (figura 73), incluindo a serra da Escaiba, composta por xistos ardosíferos acinzentados. Para Sul deste local, a perturbação estrutural dos afloramentos quartzíticos continua visível, mas os afloramentos readquirem uma direcção geral N-S. As cotas de topo não ultrapassam geralmente os 300m. No ramo ocidental, desde a antiga fábrica de Papel do Caima até Telhadela, os afloramentos têm uma largura mínima, inferior a 100 metros, e uma expressão topográfica muito reduzida.



Figura 72 – Aspecto das vertentes do Alto da Serra (NW de Ossela), onde se pode observar a desagregação dos materiais quartzíticos provocada pela deformação intensa.

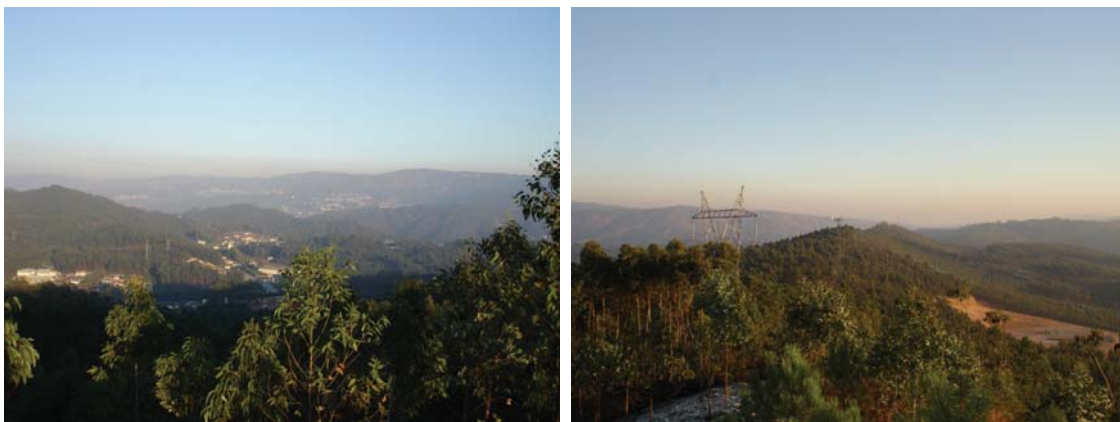


Figura 73 – Perspectiva da depressão de Ossela, tomada do Alto da Mata (Vermoim, OL. Azeméis). À direita, vista para sul da continuação das cristas quartzíticas.

A partir do v.g. de Cabeço de Mouros os afloramentos quartzíticos surgem numa crista isolada, com uma largura relativa de afloramento apreciável, que chegam a ultrapassar os 600m. Contudo, as cotas máximas são aqui mais reduzidas que a Norte; no v.g. de Cabeço de Mouros, atingem apenas os 345m. Um pouco a Sul, as cristas são cortadas por cursos de água de pequena extensão, mas já com encaixes apreciáveis. É o caso do Ribeira da Fílvida e das Corgas de Coval e do Gavião. As cotas máximas a que se situam os afloramentos quartzíticos agora não ultrapassam os 200m, atingindo, próximo da localidade de Gavião, valores algo inferiores. A ribeira de Mouquim interrompe a continuidade do afloramento, um pouco a Norte da localidade com o mesmo nome e de a Oeste de Vila Nova de Fusos.



Figura 74 – Antiga pedreira de quartzito do Carvoeiro, próximo à margem direita do rio Vouga, e passagem deste rio junto à mesma localidade.

A Sul de Vila Nova de Fusos desenvolve-se uma crista com aproximadamente 2km, onde as altitudes não ultrapassam os 150 metros. Contudo, o desnível torna-se impressionante se pensarmos que em apenas 250 metros se atinge a cota a que corre actualmente o rio Vouga (20m) (figura 74). O encaixe deste rio produziu então paredes com declives superiores a 55°. A Norte deste local ocorre actualmente uma das poucas explorações quartzíticas em funcionamento, junto a Mouquim, bem como outra pedreira abandonada junto à localidade de Carvoeiro (figura 74).

Do vale do rio Caima ao rio Vouga, os ramos das cristas quartzíticas estreitam e perdem definição cartográfica e morfológica (figura 77 e 78), apresentando-se o ramo oriental melhor conservado. O enquadramento morfotectónico da crista ocidental parece repetir-se num ramo único que se desenvolve para Sul de ribeira de Fráguas. Neste caso, teremos um basculamento geral para Sul que é interrompido por falhas transversais, com orientação média NE-SW, de alguma importância, nomeadamente, as que favorecem as passagens da ribeira de Fílvida e do rio Vouga. Gomes et. al. (2006) referem que as falhas com esta direcção desempenham um papel muito importante na definição da morfologia regional, pelo menos nos tempos pós-Miocénicos, criando linhas de ruptura no relevo, soerguendo alguns blocos, provocando a subsidência de outros e, na maior parte das vezes, basculando-os (anexo 2).

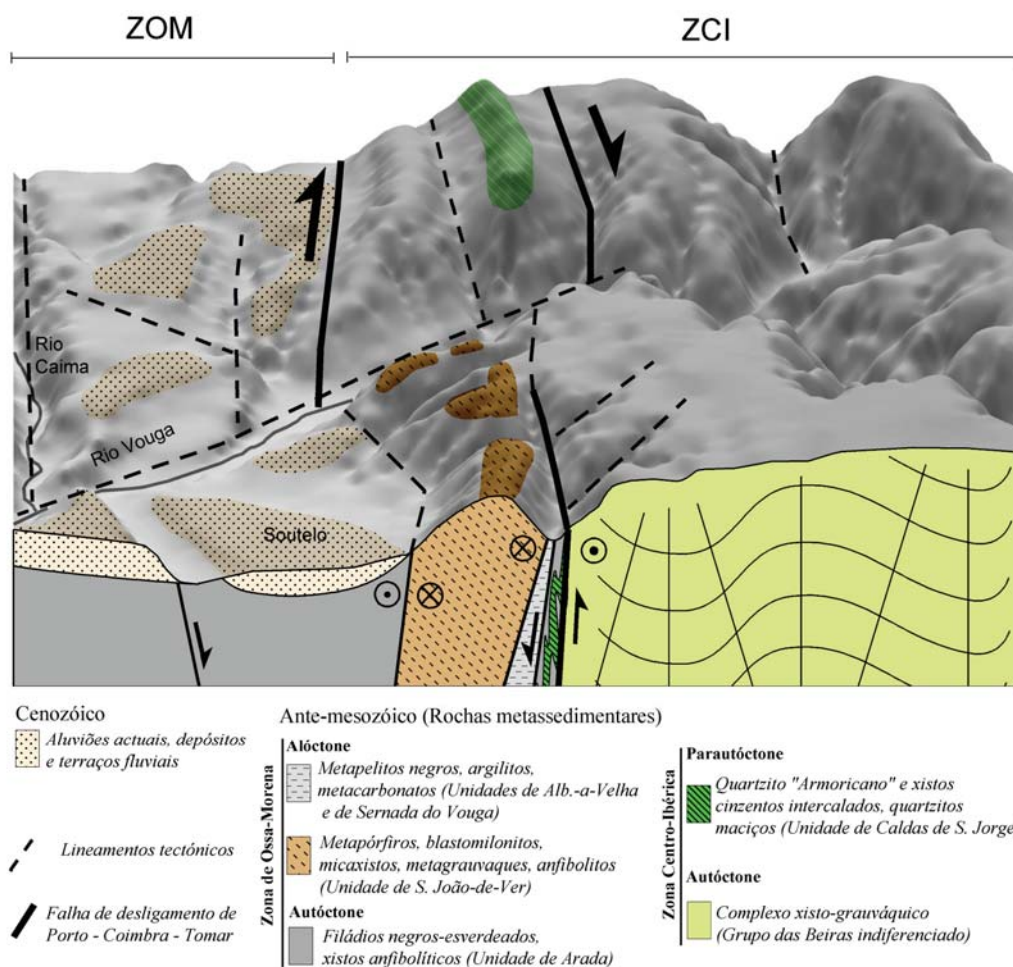


Figura 75 – Bloco diagrama morfotectónico esquemático da área do Carvoeiro–Soutelo, faixa de cisalhamento de Porto–Albergaria-a-Velha (s.s.).

A proximidade das baixas altitudes (ca. 20m) a que corre o rio Vouga, a cerca de 2 km de Vale Maior, bem como o traçado meandrizado do canal do Rio Caima, fazem com que o vale esteja completamente preenchido por sedimentos, nomeadamente por aluviões e terraços quaternários (anexo 1). Uma situação idêntica regista-se no vale do Vouga, junto à povoação de Carvoeiro, logo após a passagem pelas cristas quartzíticas (figura 76).



Figura 76 – Terraços do Vale do Vouga na localidade do Carvoeiro.

No sector entre a ribeira de Fráguas e o rio Vouga as cristas quartzíticas ~~naíse coalescem e desempenham um~~ os a cotas que parece bastante oerguido (figura 77).

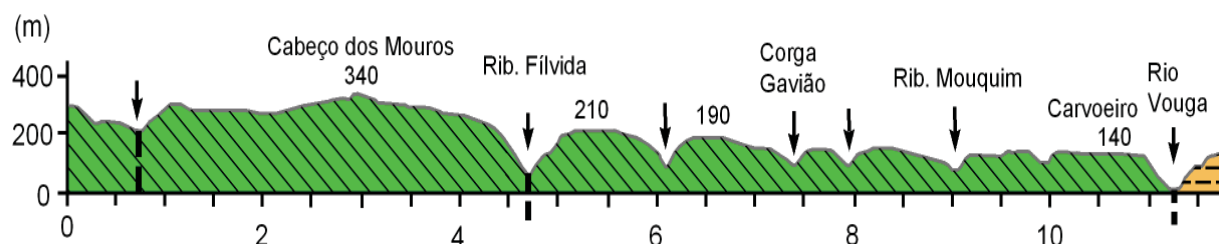


Figura 77 – Perfil longitudinal da crista quartzítica do sector 2 (L3) (ver localização figura 44).

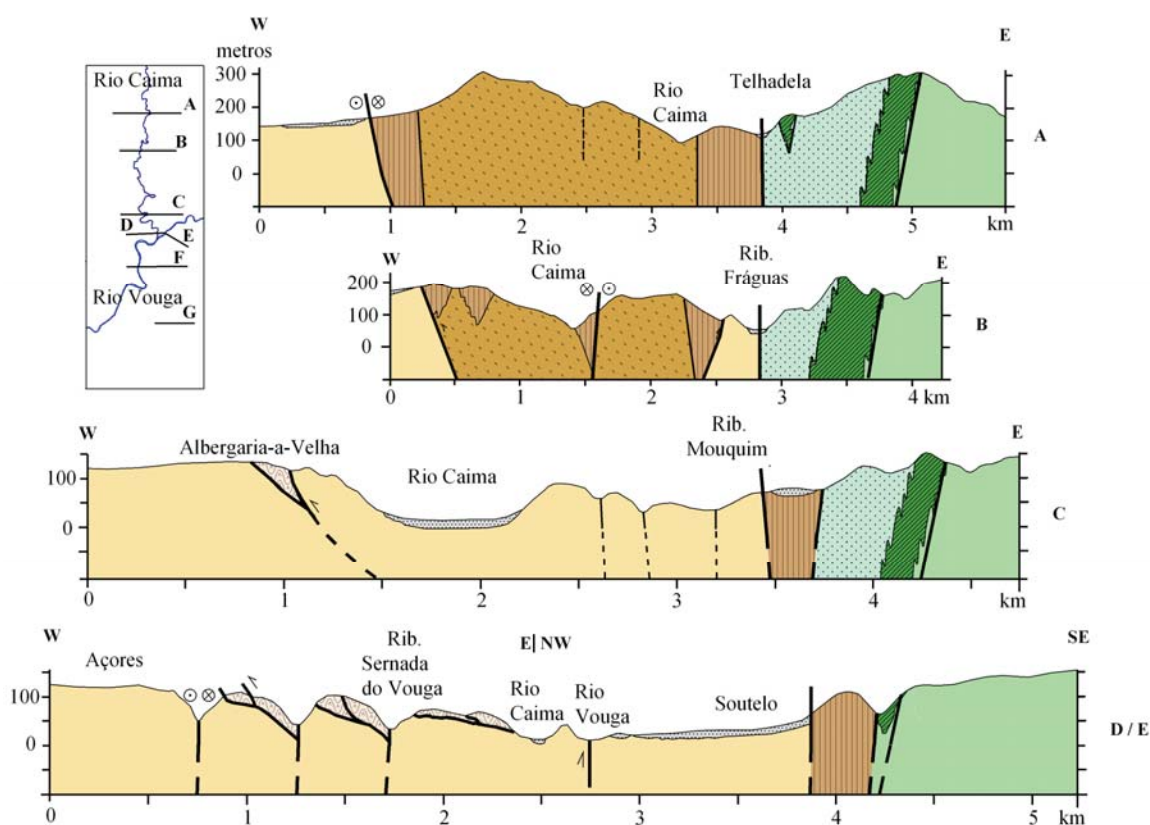


Figura 78 – Perfis transversais das cristas quartzíticas, no sector 2 (ver legenda no Anexo A1).

As direcções predominantes da fracturação regional, para este sector, diferem um pouco do sector anterior. As direcções NW-SE tomam agora uma direcção mais norteadada, reflectindo também as direcções do desligamento principal, a faixa de cisalhamento Porto – Coimbra – Tomar (Chaminé, 2000). As direcções conjugadas assumem agora uma direcção próxima de E-W a ENE – WSW, e também direcções próximas de WNW – ESSE (figuras 79 e 80).

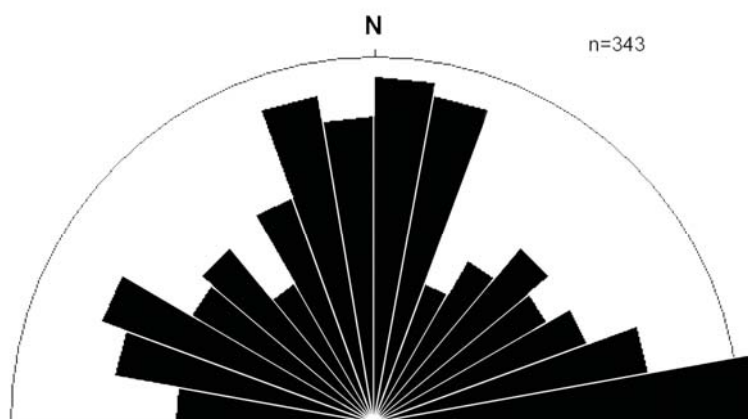


Figura 79 – Diagrama de rosetas da fracturação deduzida a partir da rede hidrográfica para o sector 2.

A evolução morfológica recente das vertentes deste segundo sector é mais facilmente visível que no primeiro sector, uma vez que os depósitos que lhe servem de testemunho estão melhor conservados. Assim, o primeiro depósito surge junto da localidade de Ossela (figura 83). É um depósito que indicia um transporte já com alguma importância, facto evidenciado pela forma dos clastos que o compõem, que apresentam um grau de rolamento apreciável. A própria forma do depósito indicia que este se trata de um paleocanal, resultante do transporte de materiais desagregados das vertentes que lhe estão mais a Leste. Os clastos presentes neste depósito são maioritariamente de quartzitos, mas também ocorrem clastos de granitóides. A gradação presente na estrutura do próprio depósito denuncia um transporte na presença de uma quantidade apreciável de água, envolvendo os clastos mais grosseiros numa massa argilosa (figura 81 e 82).

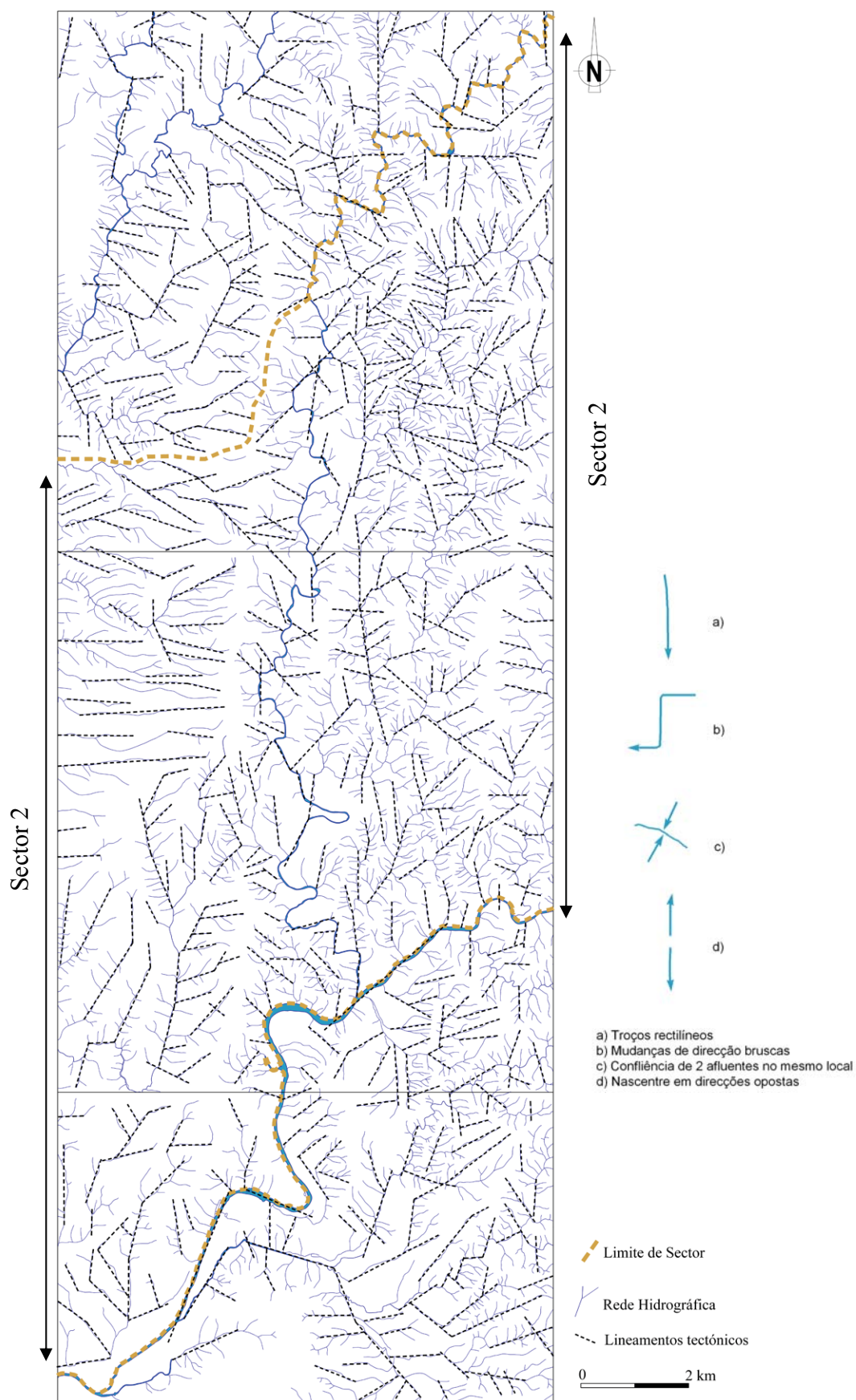


Figura 80 – Lineamentos foto-interpretados a partir das direcções da rede hidrográfica, para o sector 2.



Figura 81 – Panorâmica do depósito de tipo canal de Ossela.



Figura 82 – Pormenor do depósito de tipo canal de Ossela.

O segundo depósito surge entre as localidades de Ribeira de Cima e Ribeira de Baixo (figura 82), a Este de Macinhata da Seixa. É um depósito muito pelicular, e de cartografia difícil dado o seu carácter superficial e a reduzida dimensão. A sua espessura máxima não ultrapassa os 2 metros, estendendo-se no entanto por cerca de 1km, a uma cota que varia entre os 200 e os 250 metros, acompanhando a direcção N-S da crista quartzítica que o ladeia a Leste. Foi separado por Figueiredo (1996) em dois depósitos, precisamente devido ao seu carácter descontínuo, mas que aqui incluímos num só, sobretudo devido às suas características idênticas. É um depósito totalmente diferente do anterior, e que mostra uma estrutura menos organizada. Assim, os clastos de xisto e quartzito são resultantes da desagregação dos materiais que lhe servem de suporte, depositando-se num nível da vertente mais favorável à acumulação dos materiais que se deslocariam essencialmente por gravidade, e em menor escala, por solifluxão.

Figueiredo (1996) regista também que a desagregação destes materiais deve ocorrer sobretudo devido a processos de macrogelificação e crioclastia, em ambiente climático de temperaturas baixas e humidade reduzida.

O transporte é muito curto, e os clastos muito heterométricos (com dimensões na ordem dos 5 a 15 cm, podendo ultrapassar os 20 cm no caso dos clastos quartzíticos) são muito angulosos, apresentam arestas muito vivas, e encontrando-se envolvidos por uma matriz areno-argilosa de cor avermelhada (figura 84).

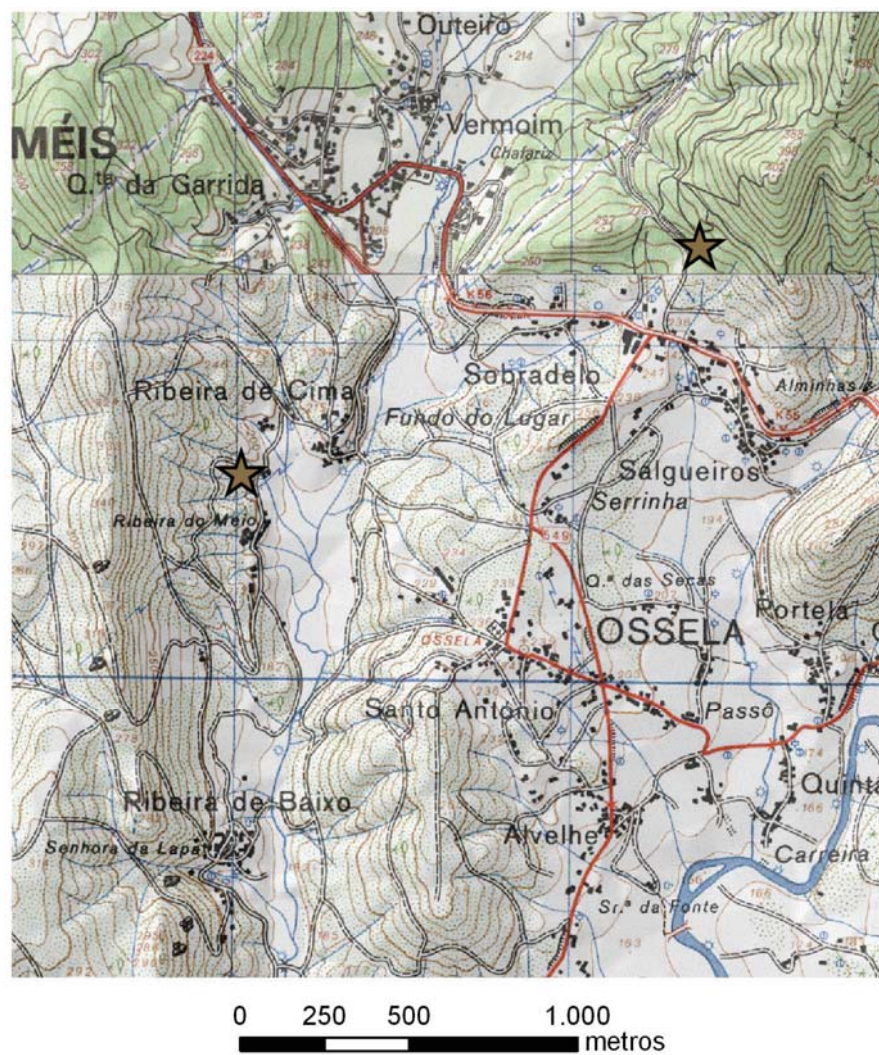


Figura 83 – Localização dos depósitos de Ossela e Ribeira de Cima.



Figura 84 – Depósito Ribeira de Cima, a Sul de Ossela.

5.3.4. Sector 3: Rio Vouga – Norte de Águeda

O sector 3 situa-se desde o rio Vouga até Norte de Águeda, correspondendo a uma série de afloramentos descontínuos e de fraca expressão morfológica que, à excepção das cristas quartzíticas de Arrancada do Vouga que desenvolvem uma pequena elevação topográfica, da ordem dos 100m de altitude. A possança das cristas é, relativamente, reduzida (inferior a 100m, no ramo oriental), registando os materiais quartzíticos intensa deformação essencialmente por achatamento puro. O terceiro sector da área de estudo inicia-se com o pequeno afloramento, nas cercanias do vale do Cai-Água próximo à povoação de Soutelo, com pouca expressão topográfica mas elevada importância para o presente estudo. Este afloramento, registado e cartografado em Fevereiro de 2004, aquando da construção da Auto-Estrada A25, revela uma largura de 2-3 metros, e apresenta-se ladeado por uma potente caixa de falha argilificada (“fault-gouge”). Aqui os quartzitos não surgem no topo da elevação. Ao invés disso, foram cartografados a cerca de 20 metros de profundidade, apenas sendo revelados pelas escavações das obras de passagem da referida Auto-Estrada (figuras 85 e 86).



Figura 85 – Afloramento quartzítico de Soutelo, durante a construção da A25.



Figura 86 – Afloramento quartzítico de Soutelo, durante a construção da A25 (aspecto de conjunto).

De facto, esta descoberta, entretanto publicada em Chaminé et. al. (2004), revela claramente o valor das preocupações de Nery Delgado (1905, 1908), quando afirmava que era estranho o modo como terminavam bruscamente os afloramentos quartzíticos na margem norte do Rio Vouga, não apresentando uma solução de continuidade para sul. De facto, na altura dos seus estudos, seria muito difícil, talvez mesmo impossível a descoberta de tal afloramento, uma vez que este se encontrava numa posição estrutural profunda em relação à superfície topográfica. Ainda hoje o afloramento não seria conhecido, se não fossem as obras de escavação e a enorme trincheira que aí foi aberta para a construção da dita Auto-Estrada, cortando transversalmente a faixa de cisalhamento Porto – Coimbra – Tomar.

Junto à Ribeira do Marnel, próximo da localidade de Brunhido, foi descoberto também um novo afloramento, com duas cristas paralelas, que se estendem até um pouco a Sul da localidade de Arrancada do Vouga (lugar da Veiga) (figura 87). As altitudes não ultrapassam os 150 metros, enquanto a largura dos afloramentos não ultrapassa os 100 metros.

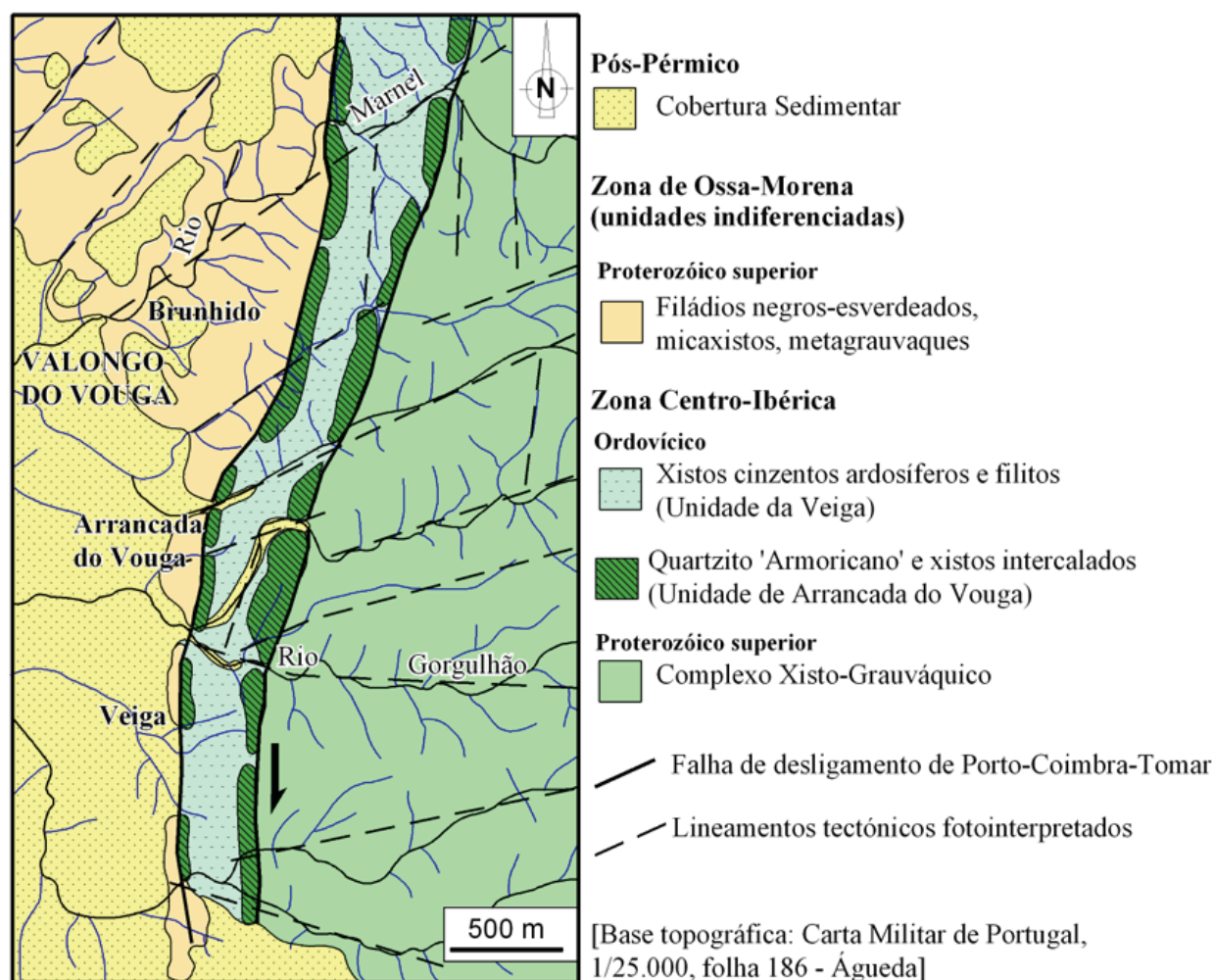


Figura 87 – Esboço geológico regional da área entre Brunhido e Arrancada do Vouga (faixa de cisalhamento de Porto-Coimbra-Tomar); adaptado de Chaminé et al. (2004).



Figura 88 – Afloramentos quartzíticos na margem sul do Rio Marnel, a Norte de Arrancada do Vouga.



Figura 89 – Afloramentos quartzíticos nas proximidades da Ribeira de Valboa, a norte de Arrancada do Vouga.

A possança das cristas é relativamente reduzida (quase sempre inferior a 100m, no ramo oriental), registando os materiais quartzíticos intensa deformação, tal como é visível nas figuras 88 e 89.

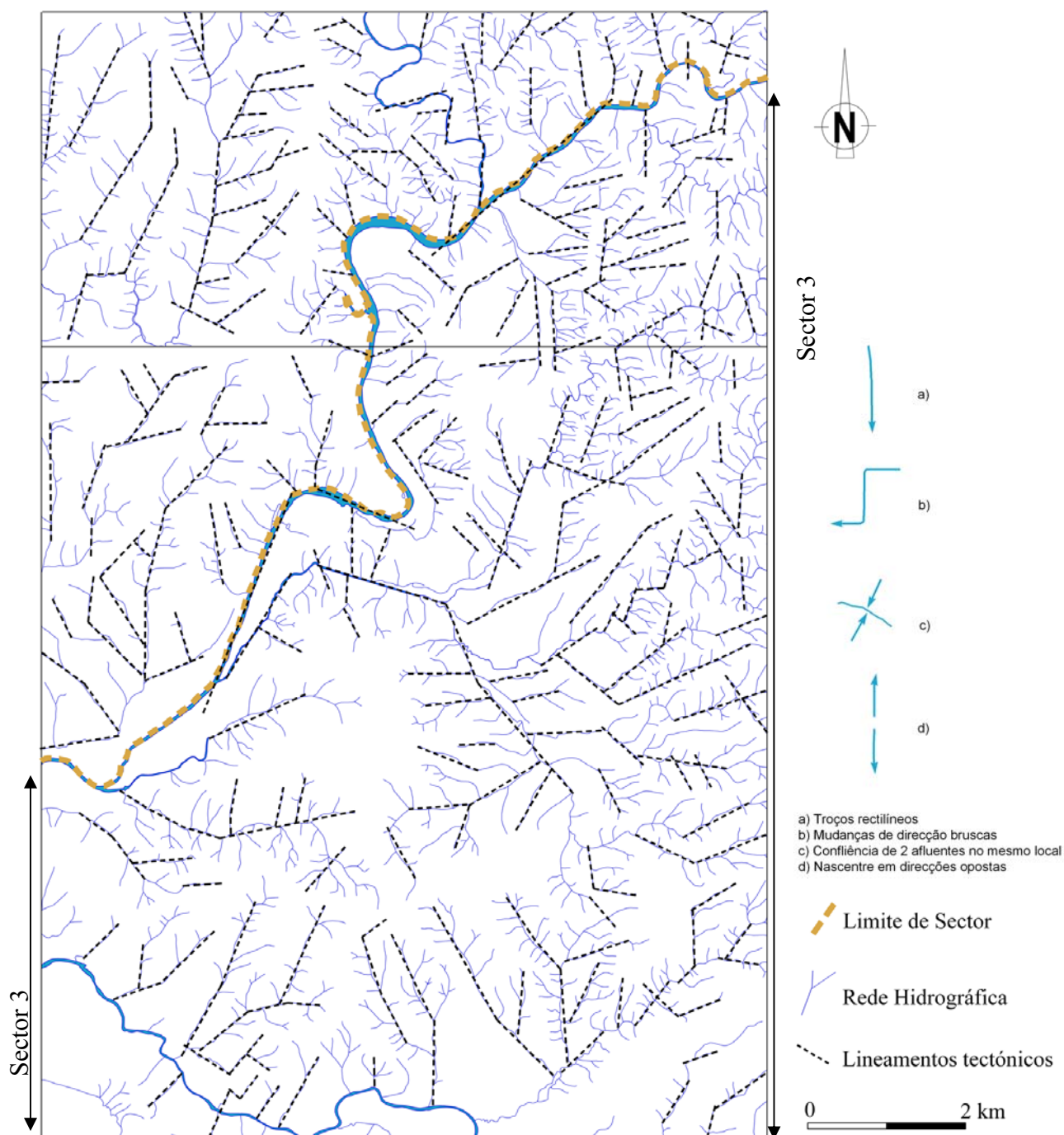


Figura 90 – Lineamentos foto-interpretados a partir das direcções da rede hidrográfica, para o sector 3.

As direcções preferenciais de fracturação que ocorrem neste terceiro sector registam-se nas direcções próximas de N-S (figuras 90 e 91). No entanto, as direcções ENE-SSW e NW-SE apresentam também uma expressão importante. Estas últimas direcções, especialmente as ENE-SSW são especialmente importantes na definição dos blocos, seccionando as cristas quartzíticas da Unidade de Arrancada do Vouga, na já referida estrutura em sinforma de Soutelo – Arrancada do Vouga, facto que se encontra de acordo com as ideias de Gomes et. al. (2006).

Esta é uma área claramente menos densa do ponto de vista da fracturação, uma vez que está coberta, em grande parte por formações do tipo sedimentar, desde os arenitos avermelhados e conglomerados do Triásico (Soares de Carvalho, 1946d; Palain, 1976), até aos depósitos pliocénicos e terraços e aluviões do Quaternário (ver anexo 1).

Tal como já foi dito, os afloramentos quartzíticos assumem, nesta área, dimensões bastante reduzidas, passando quase despercebidos em termos topográficos (figura 92). Tal facto não é alheio à possança que as cristas quartzíticas têm neste sector. Como é visível na figura 92, esta é sempre inferior a 100 metros. A intensa fracturação e dobramento patentes nestes afloramentos (figuras 87, 88 e 89), aliada a esta possança reduzida, conduzem necessariamente a uma expressão topográfica bastante reduzida.

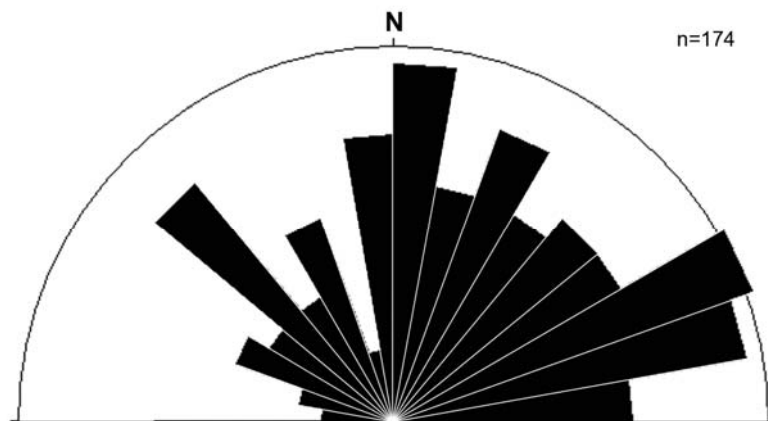


Figura 91 – Diagrama de rosetas da fracturação deduzida a partir da rede hidrográfica para o sector 3.

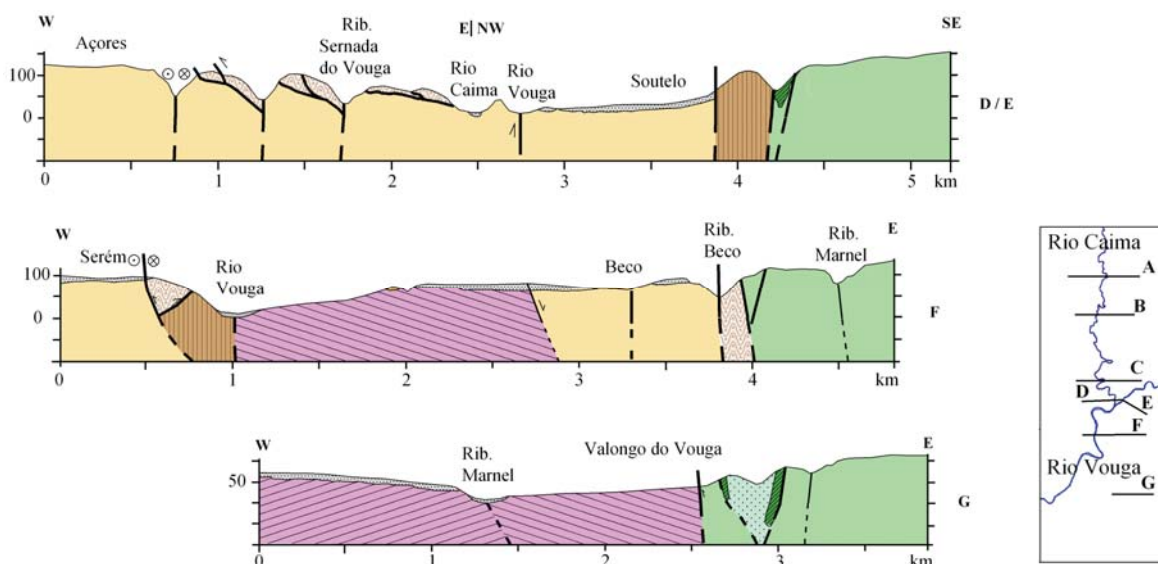


Figura 92 – Perfis transversais das cristas quartzíticas, no sector 3.

Para Sul, junto à localidade de Arrancada do Vouga, a dimensão do afloramento do ramo Oriental é a maior de todo o conjunto de afloramentos da estrutura em sinforma de Soutelo – Arrancada do Vouga, atingindo cerca de 150 metros de largura. Como tal, este surge destacado topograficamente, ladeado pela por uma pequena ribeira afluente da Ribeira do Gorgulhão (ver figura 87). Nesta zona, e na proximidade das cristas, as linhas de água parecem aproveitar as linhas de fragilidade tectónica para o atravessamento das cristas, fazendo-o na maior parte dos casos, na direcção E-NE-SSW a NE-SW. Tal facto explicará também o forte encaixe da pequena ribeira que atravessa as cristas neste local, apresentando o seu vale um encaixe de cerca de 50 metros (figura 93). É, de facto, um valor impressionante para uma ribeira que nasce a cerca de 2 km de distância e que drena uma área de apenas 3 km².



Figura 93 – Panorâmica do afloramento quartzítico da localidade de Arrancada do Vouga.

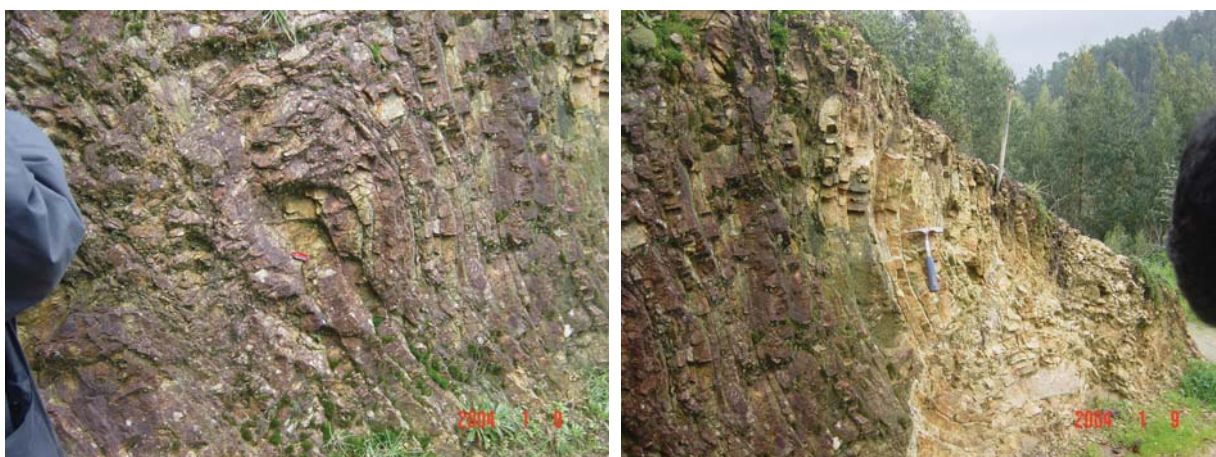


Figura 94 – Aspecto de pormenor da deformação sofrida pelos quartzitos na área de Arrancada do Vouga.

Para Sul da localidade de Arrancada do Vouga, a definição dos afloramentos perde-se, quer em termos topográficos, quer mesmo cartográficos. O relevo não reflecte, nesta zona, a presença de afloramentos que lhe confirmem o alinhamento rígido. A sua identificação e respectiva cartografia foram, neste caso, um processo bastante complexo e moroso. No entanto, foi possível identificar e cartografar o alinhamento das cristas quartzíticas e dos

materiais envolventes, até cerca de 2 km a Sul de Arrancada do Vouga, até às proximidades da localidade da Veiga, que dista apenas cerca de 2km da cidade de Águeda, altura em que se torna impossível distinguir qualquer contacto entre as litologias de idades mais antigas, uma vez que estas estão aqui totalmente cobertas por um extenso depósito de idade Pliocénica. Os aspectos dos afloramentos identificados estão patentes nas figuras 94, 95 e 96.



Figura 95 – Aspecto dos afloramentos quartzíticos nas proximidades da localidade da Veiga.



Figura 96 – Aspecto dos afloramentos quartzíticos nas proximidades da localidade da Veiga (pormenor).

6. Património geológico, geodiversidade e georrecursos: aplicações à área de estudo

O conceito de *património geológico* é na actualidade muito abrangente, mas poderá ser definido, segundo Gallego Valcare & Garcia Cortés (1996) como o “conjunto de recursos naturais não renováveis de valor científico, cultural ou educativo, quer sejam formações e estruturas geológicas ou formas de terreno quer sejam jazidas paleontológicas ou mineralógicas, que permitam reconhecer, estudar e interpretar a evolução da História Geológica da Terra, e os processos que a modelaram”.

Em 1991 realizou-se em Digne (França) o primeiro *Simpósio Internacional sobre Património Geológico*, do qual resultou a *Declaração Internacional dos Direitos à Memória da Terra* (Digne, 1991)¹⁰. No seu artigo 7º, ressalta que “...o passado da Terra não é menos importante que o passado da Humanidade. É já hora que esta aprenda a conhecê-lo; é uma memória anterior à memória do Homem, e um novo património: o património geológico”. Acrescenta ainda, no seu artigo 8º: “O património geológico é um bem comum da Humanidade e da Terra. Cada pessoa, cada governo não é mais que o fiel depositário deste património. ... Qualquer forma de desenvolvimento deve ter em conta o valor e a singularidade deste património”.

Entretanto, a própria definição de *património geológico* leva a um outro conceito importante, o denominado *Ponto de Interesse Geológico*. Assim, este pode ser perspectivado como “... uma área que mostra uma ou várias características de importância dentro da história geológica de uma região natural. Os pontos de interesse geológico são considerados, nos países mais desenvolvidos, como uma parte fundamental do património cultural, com importância equivalente a outros elementos culturais, pois ambos proporcionam informação básica para conhecer a história. No caso dos pontos de interesse geológico, a informação que revelam remonta a épocas muito distantes, e não se referem unicamente à história Humana, mas também à história de toda a Terra e a vida que nela se desenvolveu” (ITGE, 1978; Gallego Valcare & Garcia Cortés, 1996). Vários outros termos têm sido utilizados com significados semelhantes, nomeadamente “*Lugares de interesse geológico*”, “*Recursos geológico-culturais*” e, no caso português, “*Geo-sítios*” (Brilha, 2005; Brilha et al., 2005).

Mas a dificuldade de preservação do património geológico (ou mesmo geomorfológico) é, de facto, imensa, visto ter recebido menos atenção que os outros tipos de património (e.g., arqueológico, arquitectónico,...). Com efeito, tem-se constatado um desinteresse generalizado e falta de sensibilização dos profissionais do sector pelos problemas da conservação e protecção do meio natural, uma vez que sempre se preocuparam mais com a prospecção e/ou exploração dos diferentes recursos (minerais, energéticos e hídricos) ou com as obras públicas. No entanto, nos últimos tempos, a situação tem melhorado notoriamente, sobretudo devido ao maior envolvimento dos profissionais das Ciências da Terra nos projectos relacionados com problemas ambientais (Brilha et al., 2005).

Por outro lado, as condicionantes emocionais e culturais fazem com que, para a maioria das pessoas, seja mais fácil sentir interesse e empatia pelos seres vivos do que pelos elementos inertes da natureza. Como tal, um ser vivo é

¹⁰ Traduzida para português pelo Geólogo Doutor Miguel M. Ramalho, e publicada nas *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 1991, tomo 77, pp. 147-148.

algo mais concreto, intuitivo e fácil de apreender do que um elemento geológico, que exige um grau de abstracção do pensamento muito mais elevado, sobretudo pela escala temporal a que decorrem os diferentes processos geológicos.

No entanto, a preservação do património geológico é um assunto na sociedade actual deveras importante. Cendrero Uceda (1996) defende que os lugares de interesse geológico devem divulgar-se amplamente por oito razões fundamentais, a saber:

- a) A responsabilidade para com as gerações futuras de preservar, não só o património geológico, mas todo o património natural;
- b) A conservação dos diferentes elementos do meio, que contribuem para que este se mantenha “são”, e assim contribua para o bem-estar da Humanidade;
- c) Os lugares de interesse geológico contribuem para a formação dos cientistas e profissionais das ciências da Terra, que assim podem contribuir para uma mais adequada e sustentável exploração e protecção dos recursos naturais terrestres;
- d) A estreita relação existente entre as formações geológicas, as características geomorfológicas e as paisagens, pelo que a sua protecção preserva também importantes recursos estéticos e recreativos;
- e) O crescente interesse pelo coleccionismo de fósseis, rochas e minerais, apesar de positivo, por revelar um crescente interesse científico – cultural, representa um risco na conservação deste património. É necessário compatibilizar esta actividade com a conservação deste património geológico;
- f) A ligação entre património geológico e património histórico ou arqueológico, nomeadamente no Holocénico, época em que a história recente da Terra e a história antiga da Humanidade se tocam;
- g) Os lugares de interesse possuem uma grande importância educativa, uma vez que podem servir para potenciar e desenvolver capacidades intelectuais gerais, como a observação, recolha de dados, classificação, interpretação de processos, formulação e teste de hipóteses, necessárias para uma formação intelectual rigorosa;
- h) A responsabilidade, perante a comunidade internacional, de proteger um património que é pertença de todos, e que tanto interesse tem despertado na comunidade científica.

Mas, se um dado aspecto natural é alvo de protecção e conservação, só o é porque lhe é atribuído algum tipo de valor (desde o meramente científico, ao económico). Seguidamente, apresenta-se uma lista de valores atribuídos ao património geológico, de acordo com o sugerido por Brilha (2005), tentando, neste caso, exemplificar os diferentes valores atribuídos ao património geológico com exemplos concretos da área estudada.

O **valor cultural** é conferido pelo Homem, quando a relação com o meio físico que o rodeia é forte. Assim, as questões arqueológicas e históricas são as primeiras que podem ser apontadas. A utilização de diversos materiais geológicos (sílex, ouro, ferro) e a localização do povoamento, fortemente dependente destes recursos, e ainda da água (figura 97) são um bom exemplo. A construção de estruturas defensivas pelos nossos antepassados em sítios geomorfologicamente favoráveis, nomeadamente castros e castelos, é um outro bom exemplo do valor cultural do património geológico.



Figura 97 – Estruturas do balneário das Caldas de S. Jorge. Um exemplo claro de localização do povoamento condicionado pela existência de um recurso geológico (água mineral termal).

Além disso, a utilização dos elementos geológicos ou morfológicos na toponímia é um outro bom exemplo do valor cultural do património natural. Na área de estudo, podem apontar-se nomes como Caldas de S. Jorge, Caldelas, Cerro, Entre Serras, Outeiro, Vale de Cambra, Fonte Joana, Areias, Pedra Aguda, Cabeço de Mouros, Pedra Má, Ribeira de Frágoas, Vale Maior (*Valmaior*, na grafia antiga), Cabeço das Penadas, Carvoeiro, Barrosinhas e Vale Domingos.

O **valor estético** é também subjectivo, e dificilmente quantificável. De facto, a observação de paisagens naturais é um acto agradável para a maioria das pessoas, e os passeios incluem normalmente locais de onde se pode observar a paisagem. No entanto, a preferência de uma paisagem em relação a outra é resultado de um valor subjectivo, que dependerá do observador. No entanto, o crescente número de actividades, e praticantes destas, que se realizam ao ar livre, de preferência em locais de rara beleza natural atestam a importância do património geológico. A título de exemplo, refira-se, ainda que lateralmente à área em estudo, o caso do concelho de Arouca, e a promoção que dá ao património natural (figura 98). Refira-se também o exemplo do Gabinete Desportivo da Associação Académica da Universidade de Aveiro, que realiza anualmente uma descida do Rio Vouga, aberta à comunidade académica e público em geral, e que aproveita precisamente as paisagens naturais que o traçado do rio oferece.

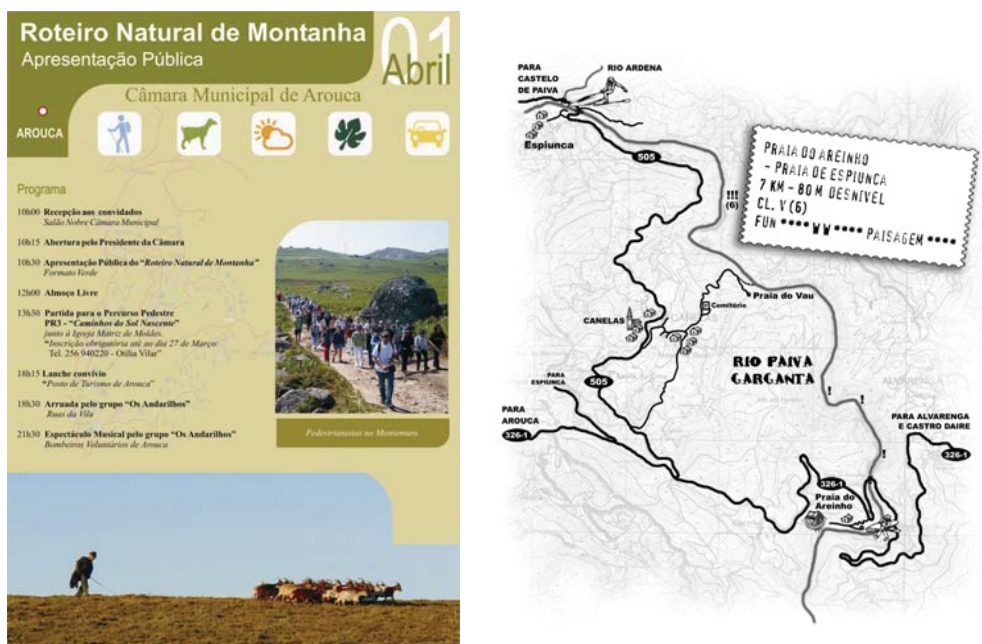


Figura 98 – Exemplo de material de divulgação usado na promoção de actividades de lazer em zonas naturais (www.cm-arouca.pt).

O **valor económico** do património geológico é, sem dúvida, o mais simples e objectivo, e naturalmente o mais fácil de compreender. A primeira referência vai para a energia. De facto, nos dias de hoje, a dependência energética dos recursos geológicos é quase total. O petróleo, o gás natural, o carvão ou os minerais radioactivos geram uma dependência energética quase total. Além destas, importa ainda referir a energia geotérmica, que é, ainda, pouco aproveitada. Importa também referir as energias hidroelétrica, das ondas e das marés, e a eólica, que dependem de condições geológicas ou geomorfológicas favoráveis para a implantação das estruturas capazes de as produzir.

Além das formas de energia, importa referir também a dependência dos minerais metálicos e dos minerais não metálicos (figura 99). Actualmente torna-se difícil encontrar produtos do dia a dia, desde a pasta de dentes aos chips dos computadores, que não incorporem algum material geológico. Os avanços tecnológicos e as novas experiências tornam a incorporação de minerais não metálicos cada vez mais comum em praticamente todos os produtos que conhecemos, pelo que o valor económico destes ultrapassou naturalmente o valor dos minerais metálicos. A construção civil e as obras públicas são outro dos grandes consumidores de rochas e minerais. As areias, os agregados e as argilas são materiais geológicos utilizados em grande escala.

As águas (subterrâneas e superficiais) são outro dos recursos geológicos de grande valor económico (e cada vez mais geoestratégico e geopolítico¹¹). Refira-se novamente o exemplo das Termas de Caldas de S. Jorge (figura 97), ou as águas captadas nas aluviões do rio Vouga, as quais abastecem toda a região de Aveiro (figura 100).

¹¹ Um exemplo é a recente publicação de Bouguera (2005) com o título “As batalhas da água”, em que o autor discute precisamente o papel geoestratégico e geopolítico da água, chegando mesmo a referir-se à questão como “hidro-política”.



Figura 99 – Antigas minas do Pintor (Carregosa) e pedreira de Mouquim, próximo à povoação do Carvoeiro.



Figura 100 – Captação de água no rio Vouga, a jusante da povoação do Carvoeiro.

O **valor intrínseco** é, de facto, um valor subjectivo. Ele depende do valor que cada sociedade atribui, em cada momento do tempo, ao património geológico. Ele poderá ser maior ou menor, mas estará sempre presente. O valor intrínseco é outro dos valores que se pode atribuir ao património geológico, que, ao contrário do valor económico (que se atribui aos materiais depois de explorados), é atribuído aos materiais *in situ*, como suporte para as actividades humanas. Como exemplos, podemos apontar as formações geológicas que funcionam como reservatório de água subterrânea, ou as formações que servem de suporte a vias de comunicação, barragens, aterros sanitários, reservatórios artificiais de gás natural, entre muitos outros.

O **valor científico e educativo** do património geológico é incalculável. Assim, a investigação fundamental estuda e interpreta a história da Terra, e a investigação aplicada contribui para uma melhor relação do Homem com a Terra, ajudando a viver e conviver com os riscos geológicos e geomorfológicos (e.g., perigosidade e/ou risco sísmico, vulcânico, movimento de vertentes, cheias, ...) e contribuindo para uma melhor gestão dos recursos naturais que não são, na sua esmagadora maioria, renováveis à escala temporal de vida humana (figura 101).



Figura 101 – Exemplo de estruturas dobradas em quartzitos em Arrancada do Vouga (esquerda) e Nogueira do Cravo (direita), um bom exemplo de estruturas com valor científico e educativo.

Seguindo ainda a metodologia de Brilha (2005), são apresentadas seguidamente as ameaças ao património geológico e que devem ser alvo de preocupação. Sempre que possível, tivemos o cuidado de apresentar exemplos da área em estudo.

A **exploração de recursos geológicos** conduz, necessariamente, à destruição das formações geológicas no seu local original. Essa é a contrapartida pela utilização desses recursos, tão necessários nas mais diversas aplicações e no fabrico dos mais diversos produtos. Ao nível da paisagem, a exploração de recursos geológicos produz sempre impactos negativos, sobretudo quando a exploração é feita a céu aberto, se não forem tomadas as devidas medidas mitigadoras desse impacto. Se não forem previstas e minimizadas as modificações nos níveis freáticos da área envolvente das explorações, podem provocar problemas graves nas captações próximas, ou mesmo contaminar os aquíferos. Por outro lado, quando a exploração se processa de forma subterrânea, a subsidência mineira provocada pelos espaços abertos pelas galerias subterrâneas pode criar problemas graves nas construções dessa área (e.g., Chaminé & Silva, 1993; Gomes & Chaminé, 2005).

Por outro lado, a actividade extractiva dos recursos geológicos conduz inevitavelmente à destruição de objectos geológicos que podem conter um elevado valor científico, pedagógico, económico, entre outros (figura 102).



Figura 102 – Exemplo da destruição de património geológico, de elevado valor. Repare-se que o enorme bloco de cristais de quartzo serve de suporte a uma torneira, numa exploração pegmatítica no Centro de Portugal.

No entanto, a exploração de recursos geológicos traz consigo também uma vantagem, muito poucas vezes reconhecida. De facto, a abertura de “trincheiras” nas explorações a céu aberto e de galerias nas explorações subterrâneas permite ter uma visão de conjunto de muitas estruturas, impossíveis de visualizar e estudar de outra forma. Permitem também a recolha de amostras em melhor estado de conservação do que aquele em que estão as amostras à superfície. Excluindo as sondagens, casos específicos de recolha de amostras do subsolo, as explorações mineiras, as pedreiras e as vias de comunicação são uma excelente oportunidade de recolha de amostras para estudos, quer científicos quer aplicados.

A título de exemplo, refira-se o caso da exploração de ardósia a partir da unidade dos xistos ardosíferos do Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão em Canelas, Arouca. A sensibilidade dos seus directores para as questões do património geológico leva a que se recolham na pedreira diariamente fósseis de trilobites (alguns de dimensões assinaláveis), e que constituem hoje um importante acervo, que em breve estará disponível ao público, já que está em curso o processo de adesão do concelho à Rede Europeia de Geoparques (figura 103 e quadro 2), e em que se prevê a construção de um museu para albergar tão rico espólio, bem como um Centro de Interpretação Geológica (CIG).

Neste projecto colaboram diversos especialistas nacionais e estrangeiros, de diversas instituições, tais como: Câmara Municipal de Arouca (CMA); Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro (UA); Departamento de Geologia da Universidade de Lisboa (UL); Núcleo de Ciências da Terra da Universidade do Minho (UM); Centro de Geologia da Universidade do Porto (UP); Departamento de Geologia da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro

(UTAD); Instituto de Geología Económica (CSIC - Universidad Complutense de Madrid); Museo Geominero - Instituto Geológico y Minero de España (IGME); Empresa Ardósias Valério & Figueiredo, Lda (AVF).

Um Geoparque Europeu (GE) é um território que inclui um património geológico específico e uma estratégia de desenvolvimento territorial, sustentada por um programa europeu para a promoção do seu desenvolvimento. Deve ter fronteiras claramente definidas e uma área suficientemente alargada de forma a permitir o seu desenvolvimento económico. Um GE deve compreender um certo número de geossítios (locais de interesse geológico e paisagístico), caracterizados pela sua qualidade científica, raridade, apelo estético ou valor educativo. A maioria dos geossítios do Parque deve ser parte do Património Geológico do país, uma vertente importante do Património Natural. Podem e devem ser também incluídos locais com interesse arqueológico, ecológico, histórico e cultural. (C. M. A., 2006)

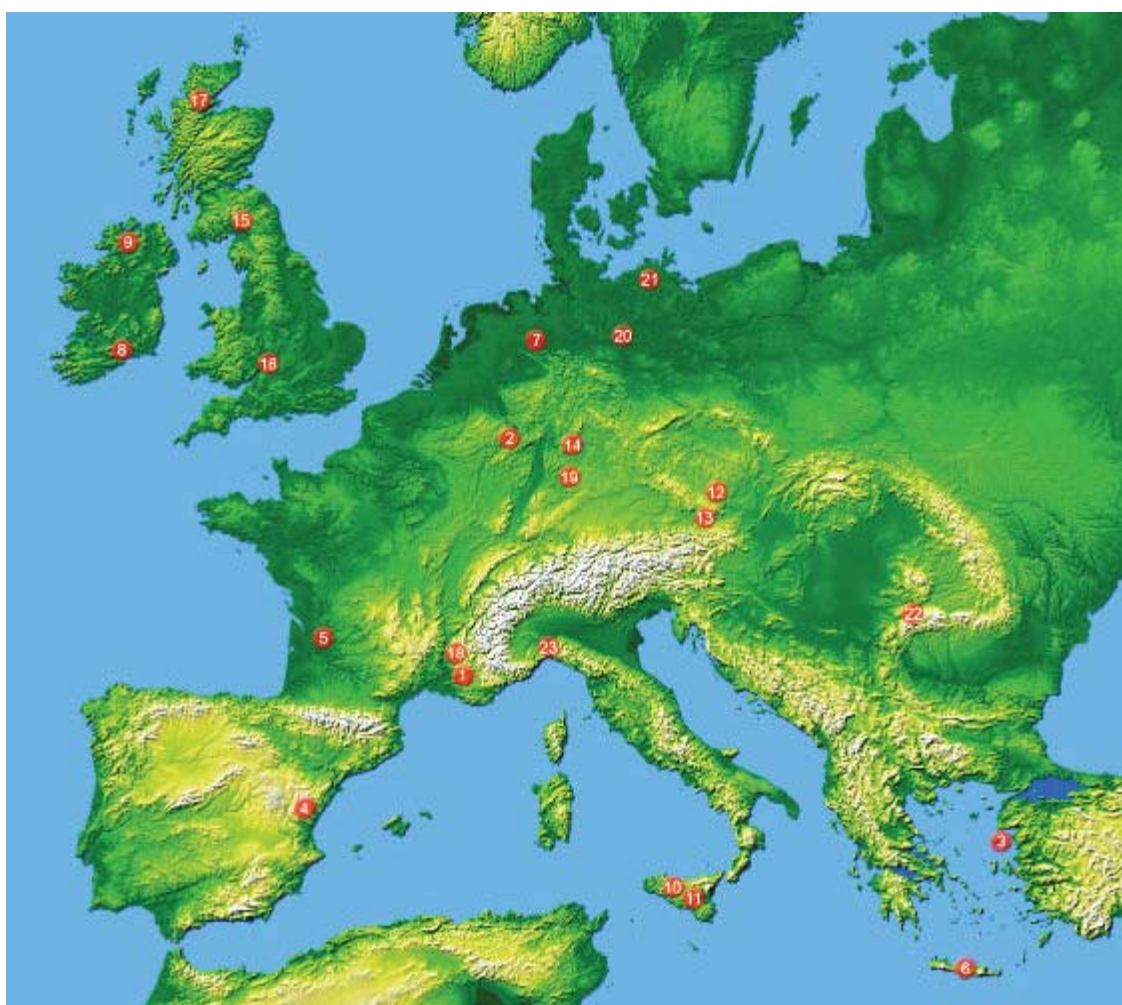


Figura 103 – Localização dos membros da Rede Europeia de Geoparques.

Quadro 3 – Membros da Rede Europeia de Geoparques.

Rede Europeia de Geoparques
1. Réserve Géologique de Haute Provence (França)
2. Vulkaneifel European Geopark (Alemanha)
3. Petrified Forest of Lesvos (Grécia)
4. Maestrazgo Cultural Park (Espanha)
5. Rochechouart Chassenon Astroblème (França)
6. Psiloritis Park (Grécia)
7. Nature Park Terra Vita European Geopark (Alemanha)
8. Copper Coast (Irlanda)
9. Marble Arch Caves & Cuilcagh Mountain Park (Reino Unido)
10. Madonie Natural Park (Itália)
11. Rocca di Cerere Cultural Park (Itália)
12. Kamptal Geopark (Austria)
13. Nature Park Eisenwurzen (Austria)
14. Bergstrasse-Odenwald Geopark (Alemanha)
15. North Pennines Geopark (Reino Unido)
16. Abberley and Malvern Hills Geopark (Reino Unido)
17. North West Highlands – Scotland (Reino Unido)
18. Park Naturel Régional du Luberon (França)
19. Geopark Swabian Alps (Alemanha)
20. Geopark Harz Braunschweiger Land Ostfalen (Alemanha)
21. Mecklenburg Ice Age Park (Alemanha)
22. Ateg Country Dinosaurs Geopark (Roménia)
23. Beigua Geopark (Itália)

O **desenvolvimento de obras e estruturas** é outra das grandes ameaças ao património geológico. A construção de vias de comunicação apresenta uma série de impactes que ainda não estão bem estudados, mas que se podem ligar, por exemplo, à infiltração de materiais nocivos, como óleos e combustíveis derramados, alterações nas vertentes, e portanto nos processos naturais, entre outros. As barragens representam também importantes modificações na área em que se implantam, e que se pode estender por muitos quilómetros quadrados, e modificam radicalmente a paisagem, a ocupação dos solos, os níveis freáticos, entre muitos outros. Mas, de facto, o aspecto mais sensível prende-se com a gestão de resíduos gerados pelos padrões de consumo actuais (figura 104). Não era muito estranho, até há algum tempo, a deposição dos resíduos em locais inapropriados (por vezes em antigas pedreiras), sem qualquer estudo prévio, e sem qualquer minimização dos impactes dessa deposição, sobretudo ao nível das águas, originando-se muitas vezes a contaminação, desnecessária e reprovável, de importantes aquíferos.



Figura 104 – Aterro Sanitário Intermunicipal de Ossela – Oliveira de Azeméis.

A **gestão das bacias hidrográficas** é também um aspecto importante nos problemas que afectam o património. Esta implica sempre a construção de obras de engenharia que alteram a dinâmica natural dos processos geológicos e geomorfológicos de erosão, transporte e sedimentação, bem como da própria evolução do relevo. No entanto, nem sempre cumprem (devido à imprevisibilidade da própria natureza) as funções para que foram construídas, nomeadamente a minimização de cheias. Atente-se no caso do Rio Douro, que com um caudal tão regularizado por uma grande série de barragens (portuguesas e espanholas) não deixou de inundar áreas sensíveis das ribeiras de Porto e Gaia em épocas de precipitação elevada e concentrada temporalmente.

A **florestação e desflorestação** contribuem também para as alterações ao património geológico. Se, por um lado, a florestação oculta alguns aspectos do próprio património geológico, ela é responsável pela manutenção dos solos, pela minimização da erosão e pela regularização dos processos de escorrência ao longo das vertentes (por exemplo, os caudais máximos de pico de cheia são mais baixos em bacias hidrográficas com grande ocupação vegetal, uma vez que o processo de escorrência das águas da precipitação se distribuem ao longo de um período mais longo). Pelo contrário, um solo desflorestado (ou que perdeu a vegetação devido aos incêndios, figura 51) é um solo exposto aos agentes erosivos, e facilmente arrastado pelas águas da precipitação, e que pode levar anos a ser reposto.

As **actividades turísticas e de lazer** podem trazer, como reverso do seu valor estético, um impacto negativo no património geológico e geomorfológico. Os dois problemas mais sensíveis são a utilização de veículos todo-o-terreno (jipes, motos, ...) de forma abusiva e indiscriminada, provocando um forte desequilíbrio das estruturas naturais, nas áreas de montanha e de dunas (áreas por natureza muito sensíveis) e a construção de campos de golfe em zonas com escassas disponibilidades de água doce que possa suprir as suas necessidades de manutenção.

A **recolha de amostras para fins científicos** torna-se necessária e compensada pelos resultados que se obtêm do seu estudo laboratorial. Além disso, estas amostras revertem, no caso dos ensaios não destrutivos, a favor de museus onde são expostas para o grande público. A recolha de amostras é outro dos grandes problemas com que se depara actualmente o património geológico. Já foi referida anteriormente a escala temporal a que ocorrem os processos geológicos, que será sempre muito inferior à possível recolha de minerais e fósseis, o que leva a que estes sejam recursos finitos e não renováveis. No entanto, é a recolha indiscriminada de amostras que realmente poderá ameaçar o património geológico. O melhor exemplo desta situação será talvez o caso da designada “Pedra Parideira” (granodiorito biotítico de Castanheira) na Serra da Freita. Hoje em dia, e apesar do esforço das autoridades em vedar o local, será muito difícil encontrar nas proximidades do local algum dos nódulos de biotite que se tenha desprendido da massa granítica, testemunhos de um raro fenómeno geológico. Mas nem sempre a recolha de amostras é um acto ilícito. As feiras de minerais e fósseis, e os vendedores dos mesmos, recorrem a pedreiras para obterem os seus produtos, que de outra forma seriam destruídos pela actividade laboral das próprias explorações. Outra hipótese de preservação está ligada a clubes de colecionadores, que poderiam organizar, a recolha de amostras de minerais e rochas, em locais adequados, e seguindo determinadas regras (eg. número máximo de exemplares recolhidos por actividade). Estes clubes poderiam servir também como um meio de transmissão das preocupações quanto à problemática de preservação do património geológico ao público em geral.

Do exposto, torna-se claro que a conservação do património geológico e geomorfológico é um tema deveras complexo. Se por um lado o crescente interesse pelo património geológico (e por todo o património natural em geral) é um factor altamente positivo, e traz benefícios em termos de sensibilização do público em geral, a divulgação do valor de certo património, a massificação das visitas a locais com interesse geológico ou geomorfológico podem trazer consequências nefastas e mesmo irreversíveis em termos de conservação do património (Brilha et al., 2005). Por outro lado, é também necessário ponderar com clareza a necessidade da conservação do património geológico com a necessidade e dependência que a sociedade actual tem dos georrecursos, sabendo-se que normalmente as suas posições são por vezes antagónicas. No entanto, a possibilidade de coexistência da exploração de georrecursos e de conservação do património geológico são possíveis. Contudo, é necessário que a exploração dos georrecursos se processe de forma ordenada, e que se observem todas as medidas possíveis de minimização de impactos na área envolvente à exploração, quer seja durante a fase de exploração, ou na fase posterior de requalificação e recuperação anteriormente ocupado pela exploração.

Para a área em estudo, surgem então uma série de locais em que seria necessária uma intervenção, tendo por base o inventário de georrecursos efectuado (figura 105), e o estado de cada um deles na altura da elaboração desta dissertação.

No extremo Norte da área em estudo, temos o primeiro ponto com interesse geológico, hidrogeológico, económico e social. Trata-se da nascente termal das Caldas de S. Jorge, e do balneário associado, e que permitem a utilização das propriedades químicas únicas destas águas aos aquistas que aqui se deslocam desde há mais de 200 anos. É, portanto, um ponto a preservar e proteger, atendendo cuidadosamente ao perímetro de protecção, evitando qualquer possível foco de contaminação que pudesse levar a uma inutilização do aquífero para o fim que é aproveitado (prática aquista balneoterápica).

A cerca de 2km a SW deste local surge uma importante pedreira, junto à localidade de Malaposta, de onde são explorados sobretudo grandes blocos graníticos que se destinam ao enrocamento de obras de protecção costeira (e.g. esporões, molhes, ...) Junto às localidades de S. Miguel do Mato, Escariz e Fajões surgem outras tantas pedreiras, também elas explorando granito, para os mais diversos fins (sobretudo agregados, tais como, brita, mas também cubos e rachão para pavimentos), mas sobretudo de baixo valor acrescentado. De facto, não há registos que indiquem que os materiais explorados nestas pedreiras sejam utilizados em rochas ornamentais, por exemplo. Estes são locais em que a exploração continuará, mas que deverão ser alvo de atenção, uma vez que o Regime Jurídico da Pesquisa e Exploração de Massas Minerais – Pedreiras, Decreto-Lei n.º 270/2001, de 6 de Outubro (Declaração de Rectificação nº 20-AP/2001), obriga a que cada exploração deste tipo tenha definida um Plano Ambiental e de Recuperação Paisagística (PARP). Trata-se de um documento técnico constituído pelas medidas ambientais e pela proposta de solução para o encerramento e a recuperação paisagística das áreas exploradas.

Nesta situação encontram-se também as explorações de granito da área de Palmaz (Oliveira de Azeméis), as explorações de quartzito (para agregados) de Mouquim (Albergaria-a-Velha) e o areeiro de Travassô (Águeda).

Numa situação diferente encontram-se, dentro da área em estudo, uma série de outros pontos de exploração de recursos minerais (metálicos e não metálicos). De facto, por terem sido encerradas antes da entrada em vigor do já referido Regime Jurídico da Pesquisa e Exploração de Massas Minerais – Pedreiras, foram, pura e simplesmente abandonadas, sendo necessário agora um importante esforço de recuperação destes locais, que se encontram abandonados, constituindo cicatrizes profundas na paisagem. Estão neste caso as minas do Pintor (Nogueira do Cravo), as minas do Braçal, de Coval da Mó, do Palhal e da Malhada (Albergaria-a-Velha), bem como uma série de explorações de minerais não metálicos, como sejam as explorações de Caulino de Macieira de Sarnes e de Pindelo, e a exploração abandonada de quartzitos do Carvoeiro.

Não se pode também deixar de referir, como áreas sensíveis, a serra do Pindelo, onde se localiza um importante aterro sanitário, bem como a ETA do Carvoeiro, onde se faz a captação de grande parte da água que abastece a região de Aveiro.

Por fim sugerem-se vários locais onde se poderão criar postos de observação e interpretação da paisagem (geológica e geomorfológica), no âmbito da divulgação do património geológico (figura 105) o topo da Sr^a do Socorro (Albergaria-a-Velha), de onde se podem observar vários aspectos, como a morfologia quartzítica, as montanhas ocidentais e mesmo, para Oeste, a plataforma litoral e a designada Ria de Aveiro, e o local do Castro de Baralhas, onde se pode observar novamente a morfologia quartzítica, o seu atravessamento pelos cursos de água, as depressões interiores, e também aspectos arqueológicos, como seja a ocupação humana primitiva condicionada pelo relevo. Sugere-se também a criação de um ponto de observação, à escala micro, de estruturas dobradas na localidade de Arrancada do Vouga e outro na localidade de Nogueira do Cravo.

Assim, em jeito de conclusão, surge a ideia de que não há um procedimento que responda a todas as questões da conservação e protecção do património geológico. Será necessário ponderar, em cada caso, quais são os valores (não exclusivamente monetários) envolvidos, as ameaças que o local possa ser alvo, a importância da sua exploração e os impactes que esta possa gerar, para que se possa, com o máximo de informação possível, tomar decisões importantes ao nível do planeamento do território que possam afectar uma determinada área a um determinado fim e não outro.

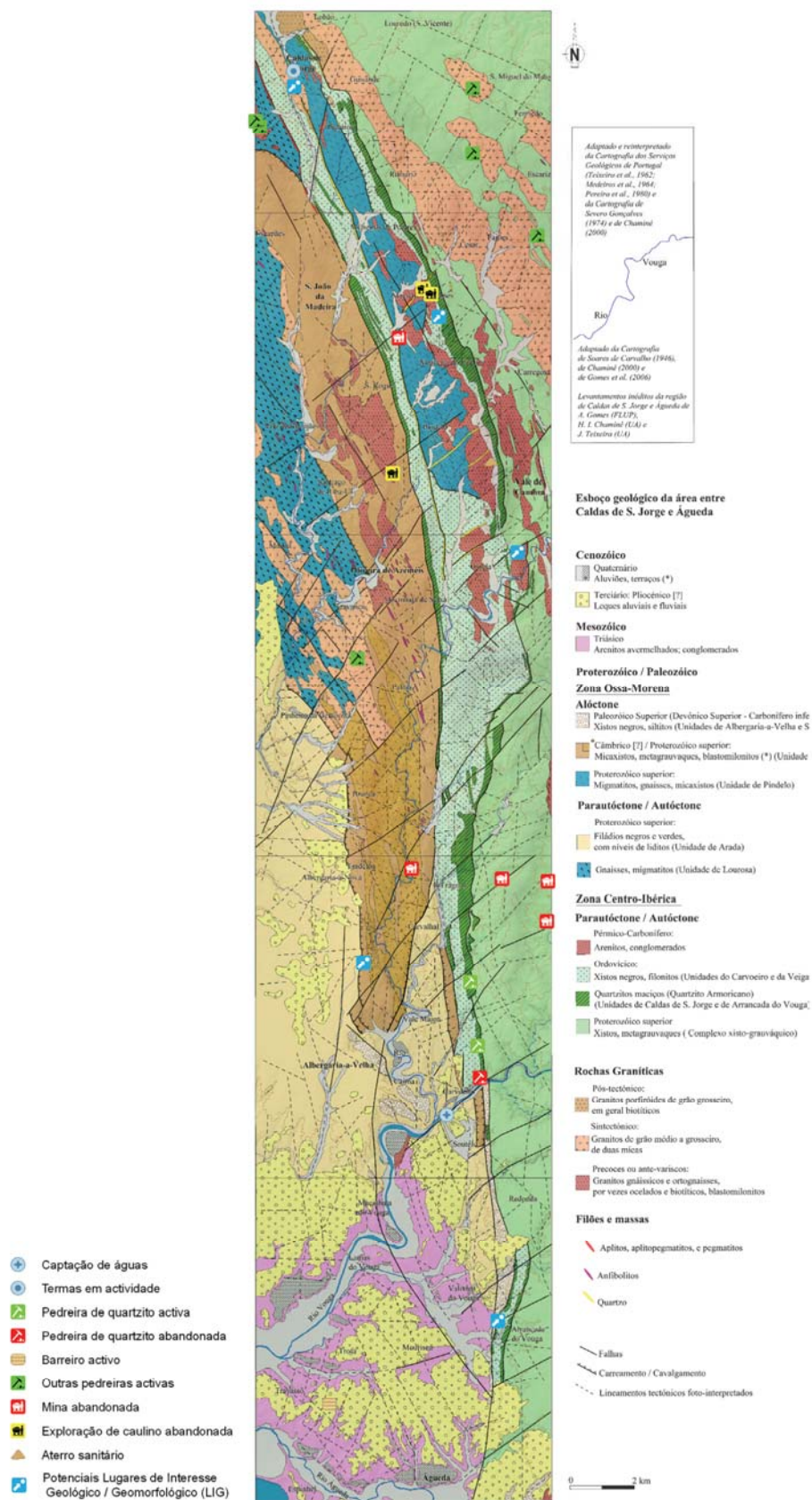


Figura 105 – Inventário e estado dos georrecurso e potenciais Lugares de Interesse Geológico / geomorfológico da área em estudo.

7. Conclusões e perspectivas futuras

Este trabalho teve como objectivo a apresentação de uma síntese geológica, geomorfológica e morfotectónica regional dos relevos quartzíticos Armoricanos do domínio estrutural de Caldas de S. Jorge – Carvoeiro – Águeda (NW de Portugal), bem como a inventariação dos principais recursos geológicos da região. Na inventariação e no tratamento dos dados recorreu-se ao desenvolvimento de um projecto baseado num Sistema de Informação Geográfica (SIG) aplicado à área de estudo. Foi ainda efectuada uma breve síntese das vantagens da aplicação das cartografias geológica e geomorfológica no intuito de apresentar aspectos da geodiversidade e dos potenciais locais de interesse geológico e/ou geomorfológico na área.

A investigação agora apresentada sobre os domínios estruturais de Caldas de S. Jorge – Carvoeiro e de Soutelo – Arrancada do Vouga permitiu estabelecer uma síntese baseada quer na reinterpretação de dados já existentes quer na apresentação de novos elementos de índole cartográfica, tectonoestratigráfica e morfotectónica que complementa o enquadramento geotectónico complexo da faixa de cisalhamento de Porto – Coimbra – Tomar. Dada a ampla distribuição das estruturas quartzíticas na ZCI e a uniformidade das suas características litológicas, os afloramentos quartzíticos representam um importante nível cartográfico de referência nas sequências de idade ordovícica.

Os relevos quartzíticos configuram dois alinhamentos topográficos, descontínuos, com orientação geral meridiana, desde as cercanias de Caldas de S. Jorge (SE de Lourosa) até à localidade de Arrancada do Vouga (N de Águeda). A expressão morfoestrutural dos ramos quartzíticos está intimamente relacionada com a proximidade relativa à faixa de cisalhamento de Porto-Coimbra-Tomar. Os levantamentos de campo efectuados permitiram reconhecer e cartografar, pela primeira vez, novos afloramentos quartzíticos do Ordovícico, a Norte de Águeda. Desse modo, obteve-se informação inédita e vital para um melhor entendimento do complexo limite geotectónico da faixa de cisalhamento de Porto-Coimbra-Tomar. Tomando em consideração o afastamento entre os dois alinhamentos quartzíticos, a continuidade e/ou interrupção dos mesmos, a expressão topográfica e a morfologia associada, definiram-se três compartimentos morfotectónicos regionais. Os estudos geológicos e geomorfológicos de pormenor incidiram: i) entre Caldas de S. Jorge e o Rio Caima; ii) entre o Rio Caima e o Rio Vouga; iii) a sul do Rio Vouga até Norte de Águeda.

A megaestrutura dos compartimentos morfotectónicos evidencia um rejogo relacionado com os sistemas de falhas, com direcção média NE-SW e NNE-SSW, associando-se o segundo à movimentação direita da faixa de cisalhamento de Porto – Coimbra – Tomar. Mas o primeiro sistema parece posterior, ou seja, mais recente. Como principais rupturas morfoestruturais regionais destacamos: a) a área da passagem do rio Caima, a jusante de Vale de Cambra que sugere a possibilidade de o compartimento a Sul corresponder a um soerguimento tardio, dado que o ramo oriental se encontra intensamente deformado e desnivelado, em termos altimétricos, em relação ao compartimento a Norte; b) a área da passagem do rio Vouga, em que os dois ramos perdem identidade e possança, na qual é possível observar e cartografar quartzitos intensamente deformados, e registar imponentes caixas de falha argilizadas (*“fault gouge”*), com espessura métrica.

Assim, os principais resultados deste estudo, na região entre Caldas de S. Jorge – Albergaria-a-Velha e Águeda, permitem as seguintes considerações: i) processamento de dados inéditos e refinamento do traço cartográfico

do limite geotectónico local, entre a ZOM e a ZCI; ii) ao estabelecimento do arranjo e da compartimentação morfotectónica regional; iii) os levantamentos de campo efectuados permitiram interpretar, levar ao reconhecimento e cartografar, pela primeira vez, novos afloramentos de quartzito Armoricano, a Norte de Águeda; iv) são apontados uma série de locais como locais potenciais de interesse geológico e/ou geomorfológico.

Este trabalho pretende contribuir para melhorar a compreensão da especificidade dos relevos de resistência da região de Caldas de S. Jorge – Carvoeiro – Águeda e as suas implicações no ordenamento do território, no inventário e na gestão racional dos georrecursos. A complexidade regional da área e da temática em questão — geomorfologia estrutural, geotectónica, SIG e georrecursos — e, consequentemente, a infindável massa de informação bibliográfica e a própria não consensualidade, fruto da própria evolução do conhecimento, entre os autores, tornaram o estudo destes fenómenos um processo difícil, mas ao mesmo tempo, constituíram um desafio assaz aliciante.

Como perspectivas futuras poderíamos apontar os seguintes aspectos:

- Refinamento das cartografias geológica e geomorfológica, em particular da executada sobre base topográfica à escala 1/25.000, de alguns domínios tectonoestratigráficos e morfotectónicos, e ainda a revisão dos sectores contíguos a Norte e a Sul — Apúlia – Fânzeres – Porto, Águeda – Buçaco – Coimbra – Tomar — da faixa de cisalhamento de Porto – Coimbra – Tomar;
- Revisão e melhoramento das cartografias anteriores de afloramentos críticos para apoiar os estudos a desenvolver, à meso e macroescala, de várias especialidades, quer fundamentais quer aplicadas;
- Desenvolvimento de uma cartografia pormenorizada dos locais de interesse geológico e/ou geomorfológico, bem como estabelecimento de guias geológicos e geomorfológicos da região em apreço.

8. Referências

- Aguado, B. V. (1992) - *Geología estructural de la zona de cisalla de Porto-Tomar en la región de Oliveira de Azeméis-Serra da Arada*. Universidad de Salamanca. 254 pp. (Tese de doutoramento).
- Aguado, B. V. & Martínez-Catalán, J. R. (1994) - Contribuição para el conocimiento del Complejo Esquisto-Grauváquico de la región de Arouca (N de Portugal). *Comun. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 80: 27-34.
- Al-Harhi, A. A., (2001) A field index to determine the strength characteristics of crushed aggregate *Bull. Eng. Geol. Environ.*, 60: 193-200.
- Amaral, P. M., Guerra Rosa, L., Cruz Fernandes, J. (1999) - Determination of Schmidt rebound hardness consistency in granite, *Rock Mechanics and Mining Sciences*, 36: 833-837.
- Araújo, M. A. (1991) - *Evolução geomorfológica da plataforma litoral da região do Porto*. Faculdade de Letras da Universidade do Porto. 534 pp. + Vol. Anexos, 87 pp. (Tese de doutoramento).
- Araújo, M. A., Gomes, A. A., Chaminé, H. I., Fonseca P. E., Gama Pereira, L. C. & Pinto de Jesus, A. (2003) - Geomorfologia e geologia regional do sector de Porto-Espinho (W de Portugal): implicações morfoestruturais na cobertura sedimentar cenozóica. *Cadernos Lab. Xeol. Laxe*, A Coruña, 28: 79-105.
- ASTM – American Society for Testing and Materials (2001) - Standard test method for determination of rock hardness by rebound hammer method. *ASTM Stand. 04.09 (D 5873-00)*.
- Aydin, A. & Basu, A., (2005) The Schmidt Hammer in rock material characterization. *Engineering Geology*, 81: 1-14.
- Beetsma, J. J., (1995) - The late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian crustal evolution of the Iberian Massif, N Portugal, as traced by geochemistry and Sr-Nd-Pb isotope systematics of pre-Hercynian terrigenous sediments and Hercynian granitoids, 223 pp. *Vrije Universiteit, Amsterdam*. (Tese de doutoramento).
- Bernardo de Sousa, M. (1982) - *Litostratigrafia e estrutura do "Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovício": Grupo do Douro (Nordeste de Portugal)*. Universidade de Coimbra. 222 pp. (Tese de doutoramento).
- Bernardo de Sousa, M. (1983) - Considerações paleogeográficas e ensaio de correlação das formações do Grupo do Douro (CXG) com as formações ante-ordovícicas da Zona Centro-Ibérica. *Mem. Not.*, Coimbra, 95: 65-96.
- Bernardo de Sousa, M. (1985) - Perspectiva sobre os conhecimentos actuais do Complexo Xisto-Grauváquico de Portugal. *Mem. Not.*, Coimbra, 100: 1-16.
- Bobos, I. & Gomes, C., (1998) - Greisen and post-greisen alteration in the São Vicente de Pereira kaolinite deposit, Portugal. *Canad. Mineralog.*, 36: 1615-1624.
- Booth, B., 2000. Using ArcGIS™ 3D Analyst. GIS by ESRI - *Environmental Systems Research Institute*, Inc. 218 pp.
- Bouguerra, M. L. (2005) – As batalhas da água, *Campo das Letras Ed.*, Porto, 252 pp.
- Brilha, J. (2005) – Património Geológico e Geoconservação, *Palimage Ed.*, Braga, 2005
- Brilha J., Andrade C., Azerêdo A., Barriga F.J.A.S., Cachão M., Couto H., Cunha P.P., Crispim J.A., Dantas P., Duarte L.V., Freitas M.C., Granja M.H., Henriques M.H., Henriques P., Lopes L., Madeira J., Matos J.M.X., Noronha F., Pais J., Piçarra J., Ramalho M.M., Relvas J.M.R.S., Ribeiro A., Santos A., Santos V., Terrinha P. (2005) - Definition of the Portuguese frameworks with international relevance as an input for the European geological heritage characterisation. *Episodes*, 28 (3): 177-186.
- Brum da Silveira, A. P. V., (2002) – *Neotectónica e sismotectónica de um sector do Alentejo Oriental*, Dptº. Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 339 pp.(Tese de Doutoramento)
- Brum Ferreira, A. (1978) - Planaltos e montanhas do Norte da Beira: estudo de geomorfologia. *Memórias Centro Estudos Geográficos*, Lisboa, 4: 1-374.
- Burbank, D. & Anderson, R. (2001) – *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, 274 pp.
- Burke R., Napoleon E., Ormsby T., Groess C. & Feaster L., (2001) - Getting to Know ArcGIS Desktop: The Basics of ArcView, ArcEditor, and ArcInfo Updated for ArcGIS 9. *Getting to Know series. ESRI California*. 550 pp.
- Câmara Municipal de Arouca (2006) – Projecto Geoparque Arouca, C. M. Arouca, 8 pp.
- Cabral, J. (1995) - Neotectónica em Portugal Continental, *Memórias do Instituto Geológico Mineiro*, Lisboa, vol.31, pp.1-256.
- Carrington da Costa, J. (1931) – O paleozóico português (Síntese e Crítica), 141 pp. Porto. (Tese de doutoramento).
- Carrington da Costa, J. (1938) – O Pôrto, Geografia-Geologia. In. Nova Monografia do Porto, p. 3-32. Porto.

- Carrington da Costa, J. (1950) - *Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado*. Direcção-Geral de Minas e Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. 27 pp.
- Cendero Uceda, A. (1996) – El patrimonio geológico. Ideas para su protección, conservación y utilización. pp. 29-38 In: Gallego Valcare, E. & García Cortés, A. [coords.] (1996) – El patrimonio geológico: bases para su valoración, protección, conservación y utilización, *Serie Monográfica, Ministerio de obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente*, Madrid, 112 pp.
- Chaminé, H. I. (2000) - *Estratigrafia e estrutura da faixa metamórfica de Espinho–Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa-Morena): implicações geodinâmicas*. Universidade do Porto. 497 pp. (Tese de doutoramento).
- Chaminé, H. I. & Gaspar, A. F., (1995) - Estudo da compartimentação de maciços rochosos pela técnica de amostragem linear. Aplicação a uma travessa da Mina de Carvão de Germunde. *Estudos, Notas & Trabalhos Inst. Geol. Min.*, 37: 97-111.
- Chaminé, H. I., Fernández, F. J., Fonseca, P. E. & Ribeiro, A., (1998) - Petrofábricas de eixos <c> de quartzo desenvolvidas em rochas quartzíticas da Unidade de Espinho (Zona de Ossa-Morena). In: Chaminé, H. I., Dias, A. G., Ribeiro, M. A. & Borges, F. S., Coords, *4ª Conferência Anual GGET.98. GEOlogos*, Porto, 2: 45-49.
- Chaminé, H. I.; Fernandes, J. P.; Moço, L. P.; Fonseca, P. E.; Lemos de Sousa, M. J. & Ribeiro, A. (2000a) - New data on stratigraphy, palaeontology and organic petrology from Mouquim–Carvoeiro Palaeozoic synform (Porto–Albergaria-a-Velha shear zone, NW of Portugal): Tectonostratigraphic implications. In: Díez J. B. & Balbino A. C., eds., *I Congresso Ibérico de Paleontologia, XVI Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología, Livro de Resumos*, Universidade de Évora. pp. 52-53.
- Chaminé, H. I.; Fonseca, P. E.; Rocha, F. T.; Moço, L. P.; Fernandes, J. P.; Gama Pereira, L. C.; Gomes, C.; Lemos de Sousa, M. J. & Ribeiro, A. (2000b) - Unidade de Albergaria-a-Velha (faixa de cisalhamento de Porto–Tomar–Ferreira do Alentejo): principais resultados de um estudo geológico pluridisciplinar. *Geociências*, Rev. Univ. Aveiro, 14 (1/2): 49-60.
- Chaminé, H. I.; Dias, A. G. & Dinis da Gama, C., (2001) - Estudo geológico e geomecânico do maciço granítico de Lamoso (Paços de Ferreira, NW de Portugal). *Geociências*, Aveiro, 15: 79-92.
- Chaminé, H. I., Fonseca P. E., Monteiro J. F., Borges F. S. & Munhá J. M. (2003a) - Pseudotaquilites e ultramilonitos associados a faixas de cisalhamento no maciço Ibérico (Portugal): implicações geotectónicas e na paleosismicidade varisca. *Cadernos Lab. Xeol. Laxe*, A Coruña, 28: 9-35.
- Chaminé, H. I.; Fonseca, P. E.; Pinto de Jesus, A.; Gama Pereira, L. C.; Fernandes, J. P.; Flores, D. Moço, L. P.; Dias de Castro, R.; Gomes, A.; Teixeira, J.; Araújo, M. A.; Soares de Andrade, A. A.; Gomes C. and Rocha, F. T.. (2006) - Tectonostratigraphic imbrications along strike-slip major shear zones: an example from the early Carboniferous of SW European Variscides (Ossa-Morena Zone, Portugal). (Theo Wong, Ed.) *Proceedings of the XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy*. Utrecht, 10-16 August 2003. *Special Volume of the Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences*, Amsterdam, Edita KNAW (in press)
- Chaminé H.I., Gomes A., Teixeira J., Fonseca P.E., Pinto de Jesus A., Gama Pereira L.C., Soares de Andrade A.A., Fernandes J.P., Moço L.P., Flores D., Araújo M.A. & Rocha F.T. (2004) - Geologia, geomorfologia e estratigrafia dos domínios estruturais de Carvoeiro–Caldas de S. Jorge e de Soutelo–Arrancada do Vouga (faixa de cisalhamento de Porto-Coimbra–Tomar, NW de Portugal): implicações tectonoestratigráficas, *Cadernos Lab. Xeol. Laxe*, A Coruña, 29: 299-330.
- Chaminé, H. I., Gama Pereira L. C., Fonseca P. E., Moço L. P., Fernandes J. P., Rocha F. T., Flores D., Pinto de Jesus A., Gomes C., Soares de Andrade A. A. & Araújo, A. (2003b) - Tectonostratigraphy of middle and upper Palaeozoic black shales from the Porto–Tomar–Ferreira do Alentejo shear zone (W Portugal): new perspectives on the Iberian Massif. *Geobios*, 36, 6: 649-663.
- Chaminé, H. I., Gama Pereira, L. C., Fonseca, P. E., Noronha, F. & Lemos de Sousa, M. J. (2003c) – Tectonoestratigrafia da faixa de cisalhamento de Porto–Albergaria-a-Velha–Coimbra–Tomar, entre as Zonas Centro-Ibérica e de Ossa-Morena (Maciço Ibérico, W de Portugal). *Cadernos Lab. Xeol. Laxe*, A Coruña, 28: 37-78.
- Chaminé, H. I., Ribeiro, A. & Pereira, E. (1995) – Cartografia geológica e estratigrafia da faixa precâmbrica do sector Espinho–Albergaria-a-Velha (ZOM). In: Sodrê Borges, F. & Marques, M. (coords.), *Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 4: 329-333.
- Chaminé, H. I. & Silva, P. B., (1993) – Contribuição da geologia para o estudo da subsidência mineira na Mina de Carvão de Germunde (NW de Portugal). *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico Laxe*, Univ. Coruña, 18: 281-287.
- Choffat, P. (1912-1913) - *Biographies de géologues portugais. 9. Le Baron D.Eschwege (1777-1855)*. Commun. Commiss. Serv. Geol. Portg., 9: 180-214.
- Claverol, M. G. (1993) - Compendio de teledetección geologica. Servicio de Publicaciones Universidad de Oviedo. 427 pp.
- Christopholetti, A. (1980) - Geomorfologia., *Edgard Blücher Ed.*, São Paulo.

- Coke, C. (2000) – Litostratigrafia do Ordovícico inferior do ramo sul da Serra do Marão, Norte de Portugal. *Comun. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 87: 13-34.
- Costa, J. C. & Teixeira, C., (1957) - Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia Explicativa da Folha 9-C. Porto, 38 pp. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- Couto, H., Piçarra, J. M. & Gutiérrez-Marco, J. C. (1997) - El Paleozóico del anticlinal de Valongo (Portugal). In: Grandal D'Anglade, A., Gutiérrez-Marco, J. C. & Santos Fidalgo, L. L., Eds, *Libro de Resúmenes y Excursiones XII Jornadas de Paleontología "Fósiles de Galicia"/ V Reunión Internacional Proyecto 351 PICG "Paleozoico inferior del Noroeste de Gondwana"*, A Coruña. pp. 270-290.
- Courboulleix, S. (1974) - Etude géologique des régions de Anadia et de Mealhada. I – Le socle, le primaire et le trias. *Comun. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 58: 5-37.
- Courboulleix, S. & Rosset, J. (1974) - Etude géologique des régions de Anadia et de Mealhada. II – La tectonique. *Comun. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 58: 39-45.
- Curran, P.J. (1985) - Principles of remote sensing. *Logman Scientific*, London. 260 p.
- Cunningham, D., Dijkstra, A., Howard, J., Quarles, A. Badarch, G., (2003) - Active intraplate strike-slip faulting and transpressional uplift in the Mongolian Altai. In: Storti, F., Holdsworth, R. E., Salvini, F. (eds), *Intraplate strike-slip deformations belts*, p.65-87. Geological Society, London (Special Publication 210).
- Daveau, S., Birot P. & Ribeiro O. (1985/1986) – Les bassins de Lousã et d'Arganil: recherches géomorphologiques et sédimentologiques sur le massif ancien et sa couverture à l'Est de Coimbra. Vol. I- Le Bassin Sédimentaire; Volume II- L'évolution du relief. *Memórias Centro Estudos Geográficos*, Lisboa, 8: 1-450.
- Declaração Internacional Dos Direitos À Memória Da Terra (Digne, 1991) - *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 1991, t. 77, pp. 147-148
- Delgado, J. F. N. (1877) - *Terrenos paleozóicos de Portugal. Estudo sobre os bilobites e outros fósseis das quartzites da base do Systema Silúrico de Portugal*. Comissão dos Trabalhos Geológicos de Portugal, Lisboa. 74 pp.
- Delgado, J. F. N. (1905) - Contribuição para o estudo dos terrenos paleozóicos. *Commun. Commiss. Serv. geol. Portg.*, Lisboa, 6: 56-122.
- Delgado, J. F. N. (1908) - *Système Silurique du Portugal. Etude de Stratigraphie paléontologique*. Commission du Service Géologique du Portugal, Lisbonne. 245 pp.
- Delgado, J. F. N. & Choffat, P., (1899) - *Carta Geológica de Portugal*, escala 1/500.000. 3ª Ed, 2 Folhas. Direcção dos Trabalhos Geológicos.
- Delgado, J. F. N. & Choffat, P., (1901) - *La carte géologique du Portugal*. C.R. VIII Congr. géol. Internat., Paris, Fasc. 2, p.743-746.
- Diário da República, nº 232 SÉRIE I-A, de 6 de Outubro de 2001 - Regime Jurídico da Pesquisa e Exploração de Massas Minerais – Pedreiras - *Decreto-Lei n.º 270/2001, de 6 de Outubro (Declaração de Rectificação nº 20-AP/2001)*
- Dias, R. & Ribeiro, A. (1993) - Porto-Tomar shear zone, a major structure since the beginning of the variscan orogeny. *Comun. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 79: 31-40.
- Feio, M. & Daveau, S. [cords.] (2004) – O Relevo de Portugal: grandes unidades regionais, Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos, Coimbra, 151 pp.
- Fernandes, J. P.; Flores, D.; Rocha, F. T.; Gomes, C.; Gama Pereira, L. C.; Fonseca P. E. & Chaminé, H. I. (2001) - Devonian and Carboniferous palynomorph assemblages of black shales from the Ovar–Albergaria-a-Velha–Coimbra–Tomar (W Portugal): tectonostratigraphic implications for the Iberian Terrane. *Geociências*, Rev. Univ. Aveiro, 15: 1-23.
- Ferreira da Silva, A., Romão, J. M. C., Sequeira, A. J. & Oliveira, J. T., (1995) - A sucessão litostratigráfica ante-ordovícica na zona centro-ibérica (ZCI), em Portugal: ensaio de interpretação com base nos dados actuais. In: Rodríguez Alonso, M. D. & Gonzalo Corral, J. C., Eds, *Comunicaciones, XIII Reunión de Geología del Oeste Peninsular/Annual IGCP Project461 319 Meeting*, p. 71-72. Universidad de Salamanca.
- Ferrer, M. & González de Vallejo, L. [eds.] (1999). Manual de campo para la descripción y caracterización de macizos rocosos en afloramientos. *Publicaciones ITGE*, Madrid. 81 pp, 41 fotografías.
- Figueiredo, A. A. (1996) – *Contributo para o conhecimento das cristas quartzíticas a Leste de Oliveira de Azeméis*. Universidade de Coimbra. 150 pp. (Tese de mestrado).
- Fleury, E. (1919/22) - Les plissements hercyniens en Portugal (ridements calédoniens et dislocations atlantiques). *Comun. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 13: 65-83.

- Folk, R. L., (1974) - Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill Publishing*, Austin, Texas. 190 pp.
- Fonseca, P. E. (1995) - *Estudo da sutura Varisca no SW Ibérico, nas regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo*. Universidade de Lisboa. 325 pp. (Tese de doutoramento).
- Fonseca, A.D. e Fernandes J.C., Detecção Remota, (2004) - *Lidel*, 224 pp.
- Freire de Andrade, C. (1937) - *Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlengas e da Estremadura*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. 236 pp.
- Freire de Andrade, C. (1938/40) - Algumas considerações sobre a geologia dos arredores de Espinho e das Caldas de S. Jorge. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, 7-8 (3ª série): 23-35.
- Fry, N. (1992/93) – The field description of metamorphic rocks, *The Geological Society of London Handbook Series*, John Wilson and Sons Ltd, London, 110 pp.
- Gabriel de Almeida P., Espinha Marques J., Fonseca, P. E., Sodré Borges F., Samper J., Carvalho J. M., Marques J. M., Aires-Barros L., Cavaleiro V., Gomes A., Rocha F. T., Teixeira J., Afonso M. J., Chaminé H. I. (2004) - Utilização de sistemas de informação geográfica em estudos da rede de fracturação: aplicação à área de influência da falha da Vilarça (maciço da Serra da Estrela, Portugal Central). In: Cardoso, C. & Ribeiro Sousa, L., coords., *Actas Prospeção e Caracterização de Maciços e Materiais Geotécnicos*, 9º Congresso Nacional de Geotecnia, Aveiro, Sociedade Portuguesa de Geotecnia / Universidade de Aveiro, Vol. 1, pp. 339-348.
- Gallego Valcare, E. & Garcia Cortés, A. [coords.] (1996) – El patrimonio geológico: bases para su valoración, protección, conservación y utilización, *Séries Monográficas, Ministério de obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente*, Madrid, 112 pp.
- Gama Pereira, L. C. (1987) - *Tipologia e evolução da sutura entre a Zona Centro Ibérica e a Zona Ossa Morena no sector entre Alvaiázere e Figueiró dos Vinhos (Portugal Central)*. Universidade de Coimbra. 331 pp. (Tese de doutoramento).
- Galopim de Carvalho, A. M., (2005) – Geologia Sedimentar: Volume II - Sedimentologia, *Ancora Editora*, Lisboa, 475 pp.
- Galopim de Carvalho, A. M., (2006) – Geologia Sedimentar: Volume III – Rochas Sedimentares, *Ancora Editora*, Lisboa, 332 pp.
- Girão, A. A. (1922) – *Bacia do Vouga: estudo geográfico*. Universidade de Coimbra. 190 pp. (Tese de Doutoramento).
- Gomes, A. (*in prep.*) – *Evolução geomorfológica da plataforma litoral entre Espinho e Águeda*. Departamento de Geografia, Universidade do Porto. (Tese de Doutoramento, *em preparação*).
- Gomes A. & Chaminé H. I., (2005) – Cartografia geológica e geomorfológica para a caracterização de riscos naturais à escala do planeamento regional: aplicação ao concelho de Castelo de Paiva (NW de Portugal). *Xeográfica, Revista de Xeografia, Território e Medio Ambiente*, Univ. de Santiago de Compostela. pp. 85-105.
- Gomes A., Chaminé H. I., Teixeira J., Fonseca, P. E., Gama Pereira L. C., Pinto de Jesus A., Pérez Albertí A., Araújo M.A., Coelho A., Soares de Andrade A. & Rocha F. T.. (2006) – Late Cenozoic basin opening in relation to major strike-slip faulting along the Porto-Coimbra-Tomar fault zone (Northern Portugal). (Gary Nichols, Ed.) *International Association Sedimentologists Special Publications*, Prof. Peter Friend Special Volume (in press).
- González de Vallejo, L. I.; Ferrer, M.; Ortuño, L. & Oteo, C. [coords.] (2002) - Ingeniería geológica. *Prentice Hall*, Madrid, 715 pp.
- Grayson, R. B.; Blöschl, G.; Barling, R. D.; & Moore, I. D. (1993) – Process, scale, and constraints to hydrological modelling in GIS. In: *Applications of Geographic Information Systems in Hydrology and Water resources: proceedings of the HydroGIS93 Conference held in Vienna*, International Association of Hydrological Sciences Publication, No. 211: 83-92.
- Henry, J-L. & Thadeu, D. (1971) - Intérêt stratigraphique et paléogéographique d'un microplancton à acritarches découvert dans l'Ordovicien de la Serra de Buçaco (Portugal). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 272: 1343-1346.
- Houlding, S. W. (1994) - 3D Geoscience modeling, computer techniques for geological characterization. *Springer-Verlag*, Berlin.
- I.S.R.M. - International Society of Rock Mechanics (1978a) - Suggested methods for determining hardness and abrasiveness of rocks. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci., Geomech. Abstr.* 15, 89– 97.
- I.S.R.M. - International Society of Rock Mechanics (1978b) - Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geom. Abstr.*, 15 (6): 319-368.
- ISRM - International Society of Rock Mechanics (1981) - Basic geotechnical description of rock masses. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geom. Abstr.*, 18: 85-110.
- Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A. & Conde, L. E. N. (1974) - *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*, Escala 1:1000.000. Memoria Explicativa. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 113 pp.

- Kahraman, S. (2001) - *Evaluation of simple methods for assessing the uniaxial compressive strength of rock*, *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences* 38 (2001) 981–994.
- Kahraman S., Fener M. & Gunaydin O. (2002) - Predicting the Schmidt hammer values of in-situ intact rock from core sample values. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 39: 395-399.
- Katza O.; Rechesa, Z. & Roegiersc J.-C. (2000). Evaluation of mechanical rock properties using a Schmidt Hammer. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 37: 723-728.
- Klein, C. (1973) – Massif Armoricaín et Bassin Parisien: contribution a l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et d ses enveloppes sédimentaires. Ass. Pub. Près les Universités de Strasbourg, Fondation Baulig, 12: 1-882. (Thèse de Doctorat d'État).
- Lefort, J. P. & Ribeiro, A. (1980) - La faille Porto–Badajoz–Cordoue a-t-elle contrôlé l'evolution de l'océan paléozoïque sud-armoricain?. *Bull. Soc. géol. France*, 22, 3: 455-462.
- Li, X., Rupert, G., Summers, D. A., Santi, P., Liu, D. (2000) – Analysis of impact rebound to estimate rock drillability, *Rock Mech. Rock Engng.* 33(1), 1-13.
- Lotze, F. (1945) – Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6: 78-92. (Tradução de J. M. Rios: *Observaciones respecto a la division de los variscides de la Meseta Iberica. Inst. L. Mallada, Publ. Extranjeras*, V (27). *Geol. España*, 5, Madrid, 1950, p.149-166.)
- Mackey, B. G. (1996) – The role of GIS and environmental modelling in the cnservation of biodiversity, *Proceedings of the Third International Conference in Integratting GIS and Environmental Modelling, Santa Fé, New México, 21-25 January 1996*, National Center for Geographic Information and Analysis, University of California.
- Mainguet, M. (1972) – Le modelé des grès: problèmes généraux. *Institut Géographique National*, 3 tomos, 657 pp.
- Mayer, L. (2000) – Application of digital elevation models to macroscale tectonic geomorphology. In: Summerfield, M. (ed.) – *Geomorphology and global tectonics. John Wiley and Sons*, 367 pp.
- McDougall, N., Brenchley, P.J., Rebelo, J.A. & Romano, M. (1987) - Fans and fan deltas, precursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia. *Geological Magazine*, 124 (4): 347-359.
- Medeiros, A. C., Pilar, L. & Fernandes, A. P. (1964a) - *Carta geológica de Portugal*, na escala de 1/50000. Folha 13-D (Castelo de Paiva). Serviços geológicos de Portugal, Lisboa.
- Medeiros, A. C., Pilar, L. & Fernandes, A. P. (1964b) - *Carta geológica de Portugal*, na escala de 1/50000. Notícia Explicativa da Folha 13-B (Castelo de Paiva). Serviços geológicos de Portugal, Lisboa. 61 pp
- Mesquita, L. P., (1952) - Contribuição para o estudo de parte da faixa metamórfica do litoral, a sul de Espinho. *Publ. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto.*, 3ª Sér., 63: 1-27.
- Nichols, G., (1999) - *Sedimentology & Stratigraphy. Blackwell Science.* 355 pp.
- Noronha, F. & Leterrier, J. (2000) - Complexo metamórfico da Foz do Douro (Porto): Geoquímica e geocronologia. *Revista Real Academia Galega Ciencias*, Santiago de Compostela, 19: 21-42.
- Oliveira, J. T., Pereira, E., Piçarra, J. M., Young, T. & Romano, M. (1992a) - O Paleozóico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. In: Gutiérrez Marco, J. G., Saavedra, J. & Rábano, I., Eds, *Paleozóico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura. pp. 359-375.
- Oliveira, J. T.; Pereira, E.; Ramalho, M.; Antunes, M. T. & Monteiro, J. H. [coords.] (1992b) - *Carta Geológica de Portugal, escala 1/500000, 5ª edição*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. (2 folhas).
- PALAIN, C. (1976) – Une série détritque terrigène; les "grès de Silves": Trias et Lias inférieure du Portugal., *Mem. Serv. Geol. Port.* 25 (NS); 377 pp.
- Pereira, E., Gonçalves, L. S. & Moreira, A. (1980a) - *Carta Geológica de Portugal à escala de 1:50000. Folha 13-D (Oliveira de Azeméis)*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Pereira, E., Gonçalves, L. S. & Moreira, A. (1980b) - *Carta Geológica de Portugal à escala de 1:50000. Notícia Explicativa da Folha 13-D (Oliveira de Azeméis)*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. 68 pp.
- Pinto de Jesus, A. (2003) - Evolução sedimentar e tectónica da Bacia Carbonífera do Douro (Estefaniano C inferior, NW de Portugal). *Cadernos Lab. Xeol. Laxe, A Coruña*, 28: 107-125.
- Rabaça, T. J. L., Conde, L. N., Pinto, A. F. F., Pereira, A. J. S. C. (2004) – Avaliação das potencialidades de técnicas de detecção remota como suporte à cartografia geológica na região central de Portugal, *e-Terra – Revista Electrónica de Ciências da Terra*, vol. 2, n.1.

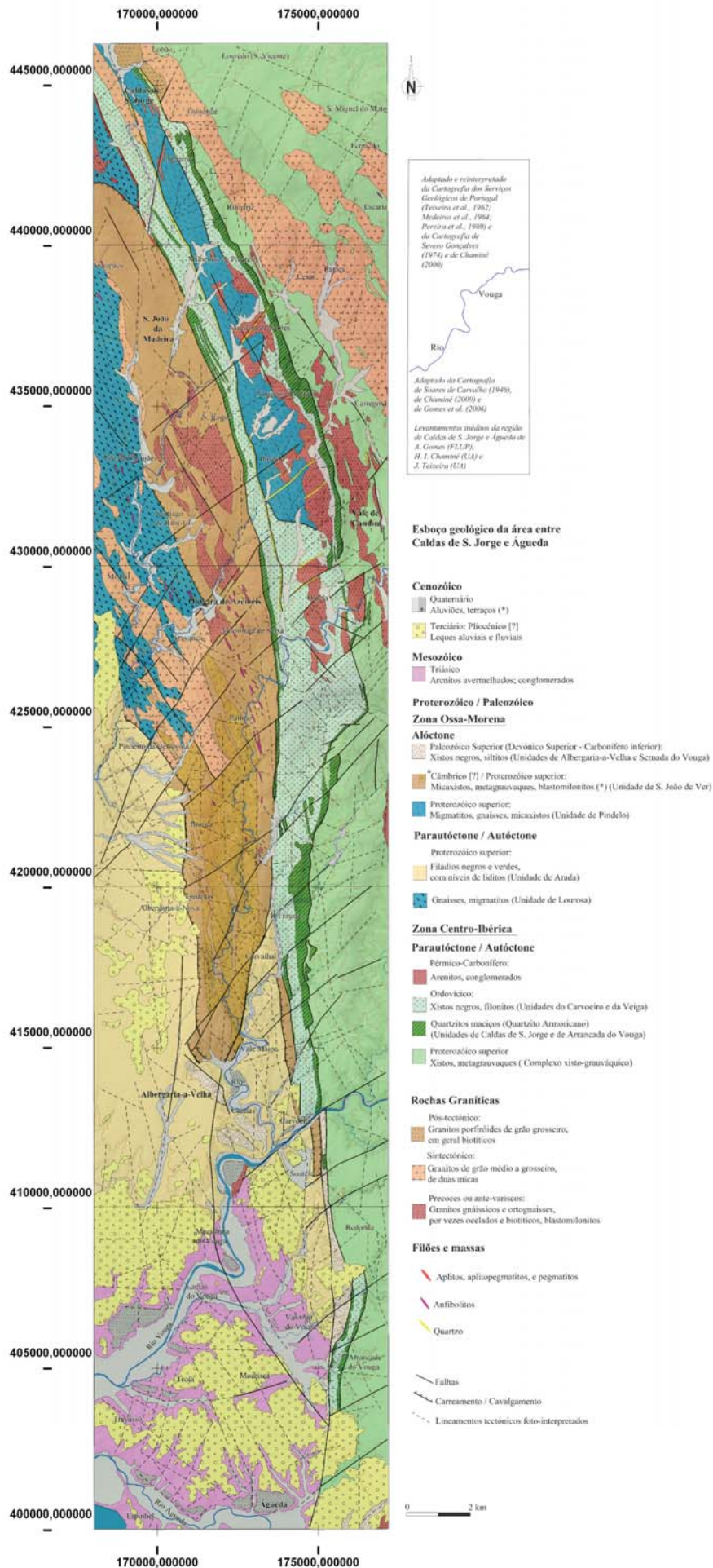
- Rebelo, F. M. S. (1975) – Serras de Valongo: estudo de geomorfologia. *Suplementos de Biblos*, Universidade de Coimbra, 9: 1-194. (Tese de Doutoramento).
- Rebelo, F. M. S. (1984) – Adaptações e inaptações às cristas quartzíticas do Noroeste Português. In: Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro. *Centro de Estudos Geográficos*, Lisboa, 1: 321-331.
- Rebelo, F. M. S. (1985) – Nota sobre o conhecimento geomorfológico da área de Coimbra (Portugal). *Memórias e notícias*, Pub. Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, 100: 193-202.
- Ribeiro, J. (1983/85) - Contribuição para o conhecimento da base do Ordovícico em Portugal - região de Moncorvo. *Bol. Soc. Geol. Portg.*, 24: 263-267.
- Ribeiro, J. & Romano, M. (1986) - A contribution to the lithostratigraphy and palaeontology of the Lower Paleozoic rocks of the Moncorvo region, northeast Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portg.*, 72: 45-57.
- Ribeiro, A. (1974) - Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Mem. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 24: 1-168.
- Ribeiro, A. (1984). Néotectonique du Portugal, Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro, *Centro de Estudos Geográficos*, Lisboa, vol.1, pp.173-182.
- Ribeiro, A., (1979) - Cadre structural et géotectonique. In: Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A. F., Zbyszewski, G., Almeida, F. M., Carvalho, D. & Monteiro, J. H., Eds, Introduction à la géologie générale du Portugal, p.8-31. *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa. (26e Congr.internat.Géol., Paris, 1980).
- Ribeiro, A. (2002) - Soft plate and impact tectonics. *Springer-Verlag*, Berlin, 324 pp.
- Ribeiro, A., Cramez, C., Silva, L. C. & Macedo, J., (1962) - *Nota sobre a geologia da Serra do Marão*. *Bol. Soc. geol. Portg.*, 14: 151-170.
- Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A. F., Zbyszewski, G., Almeida, F. M., Carvalho, D. & Monteiro, J. H. (1979) - *Introduction à la géologie générale du Portugal*. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa. 114 pp.
- Ribeiro, A.; Pereira, E.; Chaminé, H. I. & Rodrigues, J. (1995) - Tectónica do megadomínio de cisalhamento entre a Zona de Ossa-Morena e a Zona Centro-Ibérica na região de Porto-Lousã. In: Sodrê Borges, F. & Marques, M., Coords., IV Congresso Nacional de Geologia, Porto. *Mem. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 4: 299-303.
- Ribeiro, A.; Pereira, E. & Severo Gonçalves, L. (1980) - Análise da deformação da zona de cisalhamento Porto-Tomar na transversal de Oliveira de Azeméis. *Comun. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 66: 3-9.
- Ribeiro, A.; Quesada, C. & Dallmeyer, R.D. (1990) - Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In: Dallmeyer, R. D. & Martínez-García, E., Eds, *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer Verlag. Berlin, Heidelberg. pp. 397-410.
- Ribeiro, A., Conde, L. & Monteiro, J., Coords, (1972) - Carta tectónica de Portugal, escala 1:1000 000. *Direcção Geral de Minas e Serviços Geológicos*. Lisboa.
- Ribeiro, C. (1860) - Memória sobre o grande filão metallífero que passa ao nascente d'Albergaria a Velha e Oliveira d'Azemeis. *Mem. Acad. Real Ciênc.*, N.S., 2, II: 5-105.
- Ribeiro, C. (1870) - *Breve notícia acerca da constituição physica e geologica da parte de Portugal comprehendida entre os valles do Tejo e do Douro*. *J. Sci. Math. Phys. Natur.*, 2, 7/8: 243-261.
- Ribeiro, C., Sharpe, D., Salter, J. W., Jones, T. R. & Bunbury, C. J. F. (1853) - On the Carboniferous and Silurian formations of the neighbourhood of Bussaco in Portugal. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 9, 1: 135-161.
- Ribeiro, O., (1943) – Novas observações geológicas e morfológicas nos arredores de Vila Velha de Rodão, *Pub. Do Museu e Lab. Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto*, 32, Porto, 24 pp.
- Ribeiro, O. (1949) - Le Portugal Central, Livret-guide de l'excursion C, Union Géographique Internationale, XVI *Congresse Internationale Géographique*, Lisbonne, , 180 pp.
- Ribeiro, O., Almeida, J. P. & Patrício, A. (1943) - Nota preliminar sobre a morfologia do maciço da Gralheira. *Bol. Soc. Geol. Portg.*, Porto, 3 (1/2): 81-85.
- Richards, J. A. (1993) – Remote Sensing Digital Image Analysis. An introduction. 2nd Ed. Berlim: Springer-Verlag, 1993. 340 p.)
- Robardet, M. (1980) - Evolution geodynamique du Nord-Est du Massif Armoricaín au Paléozoïque. *Mém. Soc. Géol. Minér. Bretagne*, 20: 1-342.
- Rocha, F. T. (1993) - *Argilas aplicadas a estudos litoestratigráficos e paleoambientais na Bacia Sedimentar de Aveiro*. Universidade de Aveiro. 398 pp. (Tese de Doutoramento).

- Rochette Cordeiro, A. M. (1992a) – Alvéolos graníticos do Centro-Norte de Portugal: génese e tipologia. In: *Actas do VI Colóquio Ibérico de Geografia, Publicações da Universidade do Porto*, 2: 689-697.
- Rochette Cordeiro, A. M. (1992b) – O peso do factor estrutural no desenvolvimento do relevo granítico ligado à erosão diferencial (o exemplo dos alvéolos do Centro-Norte de Portugal). In: *Actas do VI Colóquio Ibérico de Geografia, Publicações da Universidade do Porto*, 2: 699-706.
- Romani, J. R. V. & Twidale, C. R. (1998) – Formas y Paysages Graníticos. *Monografias Nº 55*, Uiversidade da Coruña, 415 pp.
- Romano, M. (1982) - The ordovician biostratigraphy of Portugal: a review with new data and re-appraisal. *Geological Journal*, 17: 89-110.
- Romano, M. (1991) - Lower to middle Ordovician trace fossils from the Central Iberian Zone of Portugal and Spain. In: Barnes C. R. & Williams S. H., Eds., *Advances in Ordovician geology. Geol. Surv. Can.*, 90-9: 191-204.
- Romano, M. & Diggens, J. N. (1973-74) - The stratigraphy and structure of Ordovician and associated rocks around Valongo, north Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 57: 23-50.
- Scanvic, J.-Y (1989) - Teledeteccion aplicada. *Paraninfo SA*, Madrid. 200 pp.
- Schermerhorn, L. J. G. (1955) - The age of the Beira schists (Portugal). *Bol. Soc. Geol. Portg.*, Porto, 12: 77-100.
- Schermerhorn, L. J. G. (1956) - Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire – São Pedro do Sul – Sátão region (Northern Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 37: 5-617.
- Schmidt, E. (1951) - A non-destructive concrete tester. *Concrete*, 59 (8): 34-35.
- Schuurman N., (2004) - GIS: a short introduction. *Blackwell Publishing*. 169 pp.
- Severo Gonçalves, L. (1974) - *Geologie und petrologie des gebietes von Oliveira de Azeméis und Albergaria-a-Velha (Portugal)*. Freien Universität Berlin. 261 pp. (Tese de Doutoramento).
- Sharpe, D. (1849) - On the Geology of the neighbourhood of Oporto, including the Silurian Coal and Slates of Vallongo. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 5: 142-153.
- Shorey, P.R., Barat D., Das, M.N., Mukherjee, K.P., Singh, B. (1984) Schmidt hammer rebound data for estimation of large scale in-situ coal strength. *Tech Note Int J Rock Mech Min Sci Geomech Abstr*, 21:39–42.
- Singhal B.B.S. & Gupta R.P. (1999) - Applied hydrogeology of fractured rocks. *Kluwer Academic Publishers*. Dordrecht 400 pp.
- Sibson, R. H. (1975) - Generation of pseudotachylite by ancient seismic faulting. *Geophys. J. Roy. Astronom. Soc.*, 43: 775-794.
- Soares de Carvalho, G. (1944) - Algumas considerações sôbre os aspectos petrográficos da região de Oliveira de Azemeis. *Mem. Not., Coimbra*, 12, 1: 3-31.
- Soares de Carvalho, G. (1945a) - Contribuição para o estudo das rochas com anfíbolos de Portugal. *Mem. Not., Coimbra*, 16: 11-22.
- Soares de Carvalho, G. (1945b) - Observações para a interpretação da tectónica da região de Oliveira de Azemeis (distrito de Aveiro). *Mem. Not., Coimbra*, 16: 23-42.
- Soares de Carvalho G. (1946a) - Considerações sobre dois perfis geológicos da região de Oliveira de Azemeis. *Arquivo Distr. Aveiro*, 46: 5-14.
- Soares de Carvalho G. (1946b) - Subsídios para o estudo das formações geológicas do Distrito de Aveiro. O Alto da Pedra Aguda e uma memória de Carlos Ribeiro. *Mem. Not., Coimbra*, 15, 1: 5-15.
- Soares de Carvalho, G. (1946c) - Subsídios para o estudo das formações geológicas do Distrito de Aveiro. Considerações sobre alguns estudos de geólogos portugueses relativos à região de Oliveira de Azeméis (Distrito de Aveiro). *Arq. Distr. Aveiro*, 12: 5-14.
- Soares de Carvalho, G. (1946d) – As formações gelógicas mais antigas da Orla Meso-Cenozóica Ocidental de Portugal, *Universidade de Coimbra*, Coimbra (Tese de Doutoramento)
- Soares de Carvalho G. (1947) - Microtectónica do antecâmbrico do distrito de Aveiro. *Mem. Not., Coimbra*, 19: 17-44.
- Soares de Carvalho, G. (1949) - Subsídios para o estudo das formações geológicas do Distrito de Aveiro. Depósitos de sopé no Concelho de Oliveira de Azeméis. *Arquivo Distr. Aveiro*, 15: 5-10.
- Souto, A., (1936) - Geologia das Beiras. Os afloramentos ante-mesozoicos do rebôrd da Meseta Ibérica no Distrto de Aveiro (O ante-Câmbrico.. O Azoico e o Agnostozoico.. O Arcaico e o Algônquico.. Tectónica.. O Paleozóico. O Silúrico e o Antracolíptico). Síntese e actualização. *Arq. Distr. Aveiro*, p. 5-18. (Congresso Beirão, Figueira da Foz).

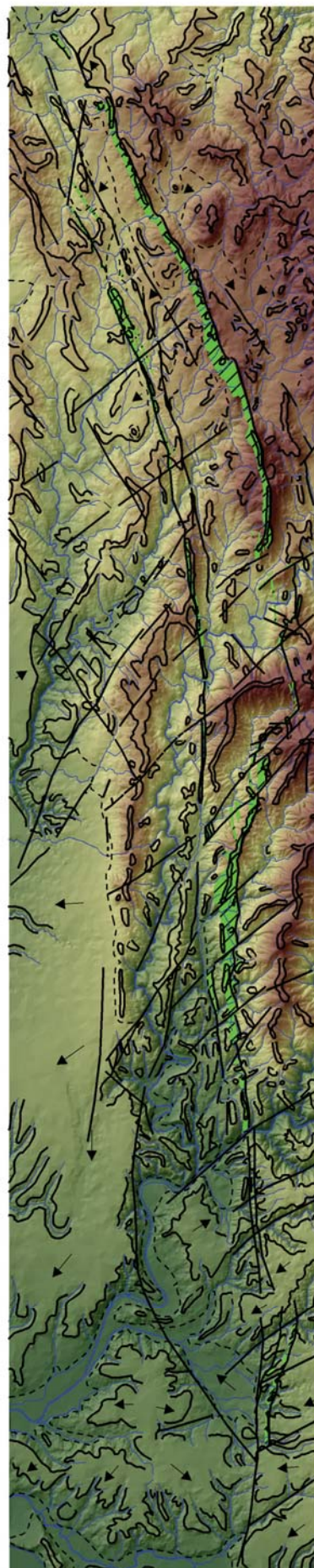
- Souza-Brandão, V., (1914a) - A faixa occidental das phyllites porphyroblásticas do precâmbrico do distrito de Aveiro. *Comun. Commiss. Serv. Geol. Portg.*, 10: 78-143.
- Souza-Brandão, V., (1914b) - Orientação optica do chloritoide das phyllites de alcapedrinha (Arada, distrito de Aveiro). *Comun. Commiss. Serv. Geol. Portg.*, 10: 144-158.
- Storti, F., Holdsworth, R. E., Salvini, F., (2003) - Intraplate strike-slip deformations belts. In: Storti, F., Holdsworth, R. E., Salvini, F. (eds), *Intraplate strike-slip deformations belts*, p.1-14. Geological Society, London (Special Publication 210).
- Stow, D. A. V. (2005) – *Sedimentary rocks in the field: a colour guide*, Manson Publishing, London, 320 pp.
- Sumner, P.D & Nel, W.N. (2002) - The effect of rock moisture on Schmidt hammer rebound: tests on rock samples from Marion Island and South Africa. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 1137-1142.
- Teixeira, C. (1955a) - Novos elementos para o conhecimento do Silúrico português. *Comun. Serv. Geol. Portg.*, Lisboa, 36: 1-8.
- Teixeira, C. (1955b). *Notas sobre Geologia de Portugal. O sistema Silúrico*, 105 pp. Lisboa.
- Teixeira, C., (1972) - Carta Geológica de Portugal, à escala 1/500 000. 4a Ed., 2 Folhas. *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa.
- Teixeira, C. (1981) – *Geologia de Portugal. Precâmbrico-Paleozóico*. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa. 629 pp.
- Teixeira, C., Perdigão, J. & Assunção, C. T., (1962) - Carta Geológica de Portugal à de escala de 1:50 000. Notícia Explicativa da Folha 13-A . Espinho, 28 pp. *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa.
- Teixeira, C. & Assunção, C. T., (1963) - Carta Geológica de Portugal à de escala 1:50 000. Notícia Explicativa da Folha 13-C . Ovar, 18 pp. *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa.
- Teixeira, J.; Gomes, A.; Chaminé, H.I.; Fonseca, P. E.; Gama Pereira, L. C.; Pinto de Jesus, A.; Araújo, M.A.; Coelho, A.; Soares de Andrade, A. & F.T. Rocha, (2005) – Geomorfologia e morfotectónica dos relevos quartzíticos do megadomínio estrutural de Caldas de S. Jorge–Carvoeiro–Águeda (NW de Portugal), *Resumos do 2º Congresso Nacional de Geomorfologia*, Universidade de Coimbra pp. 62.
- Teixeira, J.; Gomes, A.; Araújo, M.A.; Chaminé, H.I.; Fonseca, P. E.; Gama Pereira, L. C.; Pinto de Jesus, A.; Coelho, A.; Soares de Andrade, A. & F.T. Rocha, (2006) – Relevos quartzíticos do domínio estrutural de Caldas de S. Jorge–Carvoeiro–Águeda (NW de Portugal): uma caracterização geomorfológica e geotectónica preliminar, *Actas do 2º Congresso Nacional de Geomorfologia, Publicações da APGEOM*, Universidade de Coimbra (in press)
- Tricart, J. (1957) – Comparaison entre les conditions de façonnement des lits fluviaux en zone tempérée et zone intertropicale. *C. R. Ac. Sc. Fr. CCXLV*, pp. 555-557
- Tucker, M. E. (1996) – *Sedimentary rocks in the field, The Geological Field Guide Series, John Wiley and Sons, London, 153 pp.*
- Vergarra, M. L. L. (1971) – *Manual de Fotogeologia*, Publicaciones de la Junta de Energia Nuclear, Madrid.
- Wilson, J. & Gallant, J. (2000) – *Terrain Analysis: Principles and Applications. John Wilson & Sons, Inc., New York, 479 pp.*
- Young, T. P. (1988) - The lithostratigraphy of the Upper Ordovician of Central Portugal. *J. Geol. Soc.*, London, 145: 377-392.

ANEXOS

ANEXO I: Esboço geológico do domínio estrutural de Caldas de S. Jorge – Águeda



**ANEXO II: Esboço geomorfológico do domínio estrutural de Caldas de S. Jorge -
Águeda**



Legenda:

- Curso de água
- Topo
- - - Base
- ➔ Inclinação das superfícies aplanadas
- ▨ Afloramentos quartzíticos
- Lineamentos tectónicos

Altitude (m)



0 1.250 2.500 3.750 5.000 metros